

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
République Algérienne Démocratique et Populaire  
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
المدرسة الوطنية العليا للعلوم البحر و تهيئة الساحل  
École Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



Thèse de doctorat

Domaine : Science de la terre et de l'Univers  
Filière : Géographie et aménagement du territoire  
Spécialité : Environnement Marin et littoral

Thème :

**Dynamique et évolution morphosédimentaire des plages  
sableuses : de l'étude des processus à la modélisation.  
Application sur trois sites du littoral algérois**

Soutenue le jeudi 26 janvier 2023 à 10h par :

**M<sup>me</sup> SALEM CHÉRIF Yousra**

<b>Mr M. KACHER</b>	Professeur	ENSSMAL	Président
<b>Mr K. MEZOUAR</b>	Professeur	ENSSMAL	Directeur de thèse
<b>Mr M. GUERFI</b>	Professeur	USTHB	Co-directeur de thèse
<b>Mm F. LOUANCHI</b>	Professeur	ENSSMAL	Examineur
<b>Mm F. HOUMA-BACHARI</b>	Professeur	ENSSMAL	Examineur
<b>Mr Y. HEMDANE</b>	Professeur	USTHB	Examineur
<b>Mr F. ATROUNE</b>	Professeur	USTHB	Examineur

**Année universitaire 2022-2023**

**À mes meilleurs amis :**

**Mes très chers Parents,**

**Et**

**Mon Époux**

**À mon fils :**

**HOUSSAM**

## Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes Directeurs de thèse pour tout ce qui m'ont apporté que ce soit sur le plan humain ou scientifique lors de leurs encadrements au cours de ces années de thèse ; je leur exprime une profonde gratitude et un sincère respect, car au cours de mon travail de thèse ils n'ont cessé de croire en moi et de m'encourager pour donner le meilleur de ma personne. Je remercie *Professeur Mezouar K.* pour le temps qu'il m'accordait pour lui exposer le bon nombre de doutes et de questionnements, malgré la charge administrative, je remercie *Professeur Guerfi M.* de toujours répondre présent lorsque je le sollicite en dépit de ses occupations à l'USTHB.

Je remercie vivement, le *Professeur Kacher M.* pour l'honneur qu'il me fait en étant président de mon jury de thèse. Je remercie sincèrement le *Professeur Louanchi F.*, le *Professeur Bachari-Houna F.*, le *Professeur Hamdane Y.* Ainsi que le professeur *Attroun F.*, d'avoir accepté d'examiner et d'évaluer mes travaux de thèse. Qu'ils trouvent dans ces lignes le témoignage de ma respectueuse reconnaissance.

Je voudrais ensuite exprimer ma grande reconnaissance aux personnes ayant contribué à m'assurer les conditions favorables à l'achèvement de ce travail :

- Mme Mehdid S., Mme Benzouai S. et ses collègues de l'INCT pour leur aide et encouragement, je tiens, par la même occasion, à exprimer ma profonde gratitude à tous mes enseignants de l'ENSSMAL pour m'avoir permis d'apprendre et d'aimer les sciences de la mer.

- Une profonde reconnaissance à Mme Hammouni Hakima de l'ONSM, au directeur ainsi qu'au personnel de L'ANRH, aux membres de l'Institut Hydraulique de Cantabria, Santander, Espagne ; qui m'ont accueilli pour le stage.

- Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Mme Mouhoubi Nour el imene pour son encouragement et ses conseils au cours de mon cursus d'ingénieur.

- Je tiens à exprimer ma profonde gratitude et mes vifs remerciements à M. Imad Azzi ; Mme EL Djida Behloul et à Mme Imen Benallou et M. Abdelhafidh Ait-amir pour leurs précieuses aides et échanges enrichissants, qui a fait que mon travail avance, je leur souhaite un bel avenir rempli de réussites.

- Mes vifs remerciements s'adressent aussi à M. Miloud Sallaye, M. Abd el alim Dahmani pour leur aide ainsi que Mme Aissaoui Youssra Imane.

- Je remercie l'ensemble du personnel de l'école pour leur disponibilité, leur sympathie et bonne humeur ! le staff de la bibliothèque, de la reprographie, les agents et ingénieurs du bloc pédagogique, les informaticiens, les administrateurs Hania, Nassima, Lamia et Brahim, je tiens à remercier M. Kamel et le Marin M. Manil pour leurs patiences lors des sorties en mer et aussi les doctorants (Docteurs) pour leurs encouragements et échanges.

- Un grand merci à Elene Murphy-ould zaouche et son époux Houcine de l'école de langue anglaise Halo pour leur professionnalisme, leur gentillesse et encouragements surtout au tout début de ce projet de thèse.

- Un très Grand Merci à Yasmina Ourradi qui a été l'une des très belles rencontres à l'ENSSMAL, une camarade et amie dotée d'un cœur rempli de générosité et de gentillesse, Merci yasmina pour ton aide lors des corrections de l'article !!!

- Je dis tout simplement MERCI pour le flux d'énergie que vous m'apportez ;) à mes amies : \*Shara Amenouche l'une des personnes qui a suivi de près mon évolution au cours de ces années, qui me remettait les pendules à l'heure dans mes nombreux moments de doutes ! \*Imane Meziane, une amitié d'enfance, qui a évolué dans le temps, de petites filles, voisines et camarades sur les bancs d'école à Bouira, à des échanges de recherches scientifiques en géosciences marines.

- Je tiens à remercier chaleureusement mes beaux-parents pour leurs encouragements et leur soutien. Je tiens aussi à exprimer mes remerciements à mon frère et son épouse, ma sœur et son époux pour leurs encouragements.

En dernier, je voudrais rendre hommage à deux de mes enseignants m'ayant marqué et qui ne sont plus de ce monde ; à savoir M. MEKHLOUF Elaid, enseignant de mathématique au lycée Abderrahmane Mira à Bouira ; et M. LARID Mohammed enseignant à l'ENSSMAL en spécialité d'Aménagement du littoral.

J'ai certainement oublié quelques personnes, je remercie toute personne ayant contribué directement ou indirectement à l'aboutissement de cette thèse.

SALEM CHÉRIF Yousra

Eps Benlaoukli

# Sommaire

Remerciements

Sommaire

Liste des figures

Liste des tableaux

Introduction .....	1
<b>Chapitre I : Principes de bases de la dynamique sédimentaire .....</b>	<b>5</b>
I.1 Le système côtier : .....	6
I.2 Profile de plage .....	8
I.3 Mécanismes de génération et de transformation de la houle : .....	8
I.3.1 Réfraction (Kr) et Shoaling (Walstra et al.)Ks).....	9
I.3.2 Moutonnement.....	10
I.3.3 Le déferlement.....	10
I.4 Modélisation de la propagation de la houle.....	11
I.4.1 Croissance des vagues par le vent : .....	13
I.4.2 Les interactions non linéaires .....	14
I.4.3 Le moutonnement « Whitecapping » .....	14
I.4.4 Frottement du fond .....	15
I.4.5 Déferlement des vagues.....	15
I.5 Les courants .....	16
I.5.1 Principaux courants moyens induits par la houle .....	16
I.5.2 Le courant de marée .....	17
I.6 Transport sédimentaire : .....	18
I.6.1 Modes de transport sédimentaire.....	18
I.6.2 Érosion et évolution des plages .....	22
<b>Chapitre II : Présentation du contexte d'étude .....</b>	<b>24</b>
II.1 Géographie.....	25
II.2 Contexte géologique .....	27
II.3 Cadre Climatique .....	29
II.3.1 La température : .....	30
II.3.2 Les pluies : .....	30
II.3.3 Hydrologie .....	31
II.4 Facteurs hydrodynamiques .....	33
II.4.1 Le Vent .....	33
II.4.2 La Houle .....	38
II.4.3 Courants : .....	50
II.4.4 La marée .....	53
II.5 Description de la morphologie sous-marine .....	53
II.5.1 Boumerdès : .....	53
II.5.2 La baie d'el Djamila .....	55
II.5.3 Cherchell.....	58

<b>Chapitre III : Étude de la dynamique hydrosédimentaire annuelle ; combinaison du modèle SWAN et formules empiriques .....</b>	<b>60</b>
III.1 Modélisation hydrodynamique .....	63
III.1.1 Description du modèle SWAN : .....	63
III.1.2 Configuration : .....	63
III.1.3 Construction des Scénarii .....	64
III.2 Profondeur de fermeture .....	66
III.3 Plans de propagation des houles .....	71
III.4 Quantification du Transport sédimentaire longshore : .....	76
III.4.1 Formules empiriques .....	77
III.4.2 Paramétrisations des formules : .....	78
III.4.3 Résultats : .....	79
III.5 Mesures In-situ par déploiement de pièges à sédiments .....	85
III.5.1 Déploiement des pièges à sédiments .....	85
III.5.2 Calcul du transport sédimentaire longshore à partir des mesures des pièges a sédiments : .....	85
III.5.3 Résultats recueillis in situ : .....	86
III.6 Classification morphodynamique des plages .....	88
<b>Chapitre IV : Étude de la dynamique hydrosédimentaire lors des évènements exceptionnels sur un plan 2D horizontal (Mike21) et 2D vertical (SMC) .....</b>	<b>91</b>
IV.1 Détermination des scénarii .....	92
IV.1.1 Définition de la tempête .....	92
IV.1.2 Analyse des valeurs extrêmes .....	92
IV.2 La modélisation par le Mike21 .....	101
IV.2.1 Modèle de vague SW .....	102
IV.2.2 Modèle hydrodynamique HD .....	102
IV.2.3 Module Mike21 flow model FM ST .....	103
IV.2.4 Transport en suspension (Suspended load) .....	104
IV.2.5 Conditions aux limites : .....	104
IV.3 Système de modélisation côtière SMC .....	106
IV.3.1 Propagation des vagues .....	107
IV.3.2 Courant net du fond : .....	109
IV.3.3 Modèle du transport sédimentaire .....	110
IV.3.4 Transport dans la zone de jet de rive .....	111
IV.3.5 Équation de conservation du sédiment .....	111
IV.3.6 Critère de stabilité .....	111
IV.3.7 Discrétisation : .....	111
IV.3.8 Configuration SMC : .....	112
IV.4 Présentation des résultats de modélisation 2DV et 2DH .....	112
IV.4.1 Boumerdès .....	112
IV.4.2 El Djamila .....	123
IV.4.3 El Hamdania .....	137
IV.5 Discussion des résultats : .....	150
<b>Chapitre V : Cinématique du trait de côte .....</b>	<b>153</b>

V.1	Travaux effectués sur le littoral algérien .....	154
V.2	Méthode d'étude de l'érosion .....	155
V.3	Calcul d'erreur .....	155
V.4	Description de l'outil d'analyse des variations du rivage (par Digital Shoreline Analysis System, DSAS) .....	156
V.5	Résultats d'analyse diachronique de la cinématique du trait de côte : .....	157
V.6	Discussion des résultats .....	166
<b>Chapitre VI</b>	<b>Modélisation de la variation du trait de côte (cas particulier) .....</b>	<b>168</b>
VI.1	Hypothèse et limites du modèle.....	169
VI.2	Les principales équations gouvernantes du modèle.....	170
VI.3	Fichiers d'entrée et de sortie GENESIS: .....	171
VI.3.1	Fichiers d'entrée et Informations requises.....	171
VI.3.2	Fichiers de sortie Informations requises .....	172
VI.4	Paramétrisations du fichier Start : .....	172
VI.5	Résultats et Discussion : .....	172
<b>Conclusion</b>	.....	<b>175</b>
<b>Références bibliographiques</b>	.....	<b>180</b>
<b>Annexe</b>	.....	<b>197</b>
<b>Résumé</b>		

# Liste des figures

Figure I-1: Représentation des échelles spatio-temporelles associées aux principales formations littorales (Dubarbier, 2014).....	6
Figure I-2 : Représentation schématique de l'évolution des vagues sur un profil allant des dunes vers les grands fonds, en plus de la schématisation des différents courants existants (Anthony et al, 2020) .....	7
Figure I-3 : Schématisation des processus hydrodynamiques et sédimentaires qui se produisent sur une plage dominée par les vagues et la réponse de ses composantes morphologiques (Castelle and Masselink, 2022) .....	7
Figure I-4: Organigramme de la modélisation des vagues.(Roelvink and Reniers, 2011) .....	12
Figure I-5 : Schéma descriptif de la distribution verticale des vitesses du courant de retour (Amrouni 2008).....	17
Figure I-6 : Processus du transport sédimentaire marin représenté séparément pour description théorique (Soulsby, 1997) .....	19
Figure I-7 : Influence des vagues sur le profil d'un courant d'après Van Rijn (1989)(Jaud, 2011).....	20
Figure I-8: a-d Évolutions caractéristiques d'une plage en vue de dessus en réponse à un gradient négatif (a, b) et à un gradient positif (c, d) de transport sédimentaire longshore. e Évolutions caractéristiques d'un profil type (ligne continue noire) de plage barrée soumise à une augmentation (ligne en pointillés rouge) ou une diminution (ligne en tirets verts) de l'énergie des vagues incidentes. (Robinet 2017).....	22
Figure II-1 : Cartes de positionnements et occupation du sol des trois sites d'études : A) la plage de Boumerdes ; B) Baie d'El-Djamila ; C) plages d'El Hamdania. ....	26
Figure II-2 : Carte géologique (sur relief, données topographiques SRTM-3) du bassin de la Mitidja et ses environs. 1 : Terrains métamorphiques ; 2 : Socle primaire ; 3 : Trias ; 4 : Jurassique ; 5 : Crétacé ; 6 : Éocène ; 7 : Oligocène ; 8 : Miocène anté-nappes ; 9 : Miocène post-nappes ; 10 : Pliocène ; 11 : Villafranchien ; 12 : Calabrien ; 13 : Quaternaire marin ; 14 : Quaternaire continental ; 15 : Magmatisme indifférencié. F1 : Faille du Sahel ; F2 : Faille de Thénia ; F3 : Faille de Menaceur – Sidi Yahia ; F4 : Faille de Hadjout – Meurad ; F5 : Faille d'Oued Djer – Lalla Aïcha – F6 : Faille d'Ouled Yaïch – Bouinan ; F7 : Faille de Boumerdès (Guemache et al., 2010). ....	28
Figure II-3 : Températures et Pluviométries mensuelles moyennes de l'Algérie (Hegewisch and Abatzoglou 2020) .....	29

Figure II-4 : les pluies mensuelles moyennes pour chacune des stations de l'ANRH Boumerdès, Bir Mourad Rais et Cherchell (A.N.R.H, 2019) .....	31
Figure II-5 : Moyennes des débits liquides (1974-1988) (ANRH, 2019) .....	32
Figure II-6 : Débit solide mesuré pour l'Oued Hachem (A.N.R.H., 2019) .....	32
Figure II-7 : Rose des vents au large de la côte de Boumerdès (Infoplaza, 2017).....	35
Figure II-8 : Rose des vents au large de la côte de la Baie d'El-Djamila (Infoplaza, 2017).....	36
Figure II-9 : Rose des vents au large de la côte de Cherchell (Infoplaza, 2017). .....	37
Figure II-10 : Série temporelle de la période 1992-2018 décrivant les paramètres de la houle au large de Boumerdès (Hs, Tp, Direction) ( Infoplaza, 2017).....	40
Figure II-11 : Roses saisonnières et totales des houles au large de Boumerdès (Infoplaza, 2017).....	41
Figure II-12 : Roses mensuelles des houles au large de Boumerdès (Infoplaza, 2017).....	42
Figure II-13 : Série temporelle de la période 1992-2018 décrivant les paramètres de la houle au large d'El-Djamila (Hs, Tp, Direction) (Infoplaza, 2017).....	43
Figure II-14 : Roses saisonnières et totales des houles au large d'El-Djamila (Infoplaza, 2017)	45
Figure II-15 : Roses mensuelles des houles au large d'El-Djamila (Infoplaza, 2017).....	46
Figure II-16 : Série temporelle de la période 1992-2018 décrivant les paramètres de la houle au large de Cherchell (Hs, Tp, Direction) (Infoplaza, 2017) .....	47
Figure II-17 : Roses saisonnières et totales des houles au large de Cherchell (Infoplaza, 2017) .	49
Figure II-18 : Roses mensuelles des houles au large de Cherchell (Infoplaza, 2017) .....	50
Figure II-19 : Enregistrement du courant effectué au large du port de Zemmouri (ONSM, 2019).....	51
Figure II-20 : Enregistrement du courant effectué au large du port de Tipaza (ONSM, 2019). ...	52
Figure II-21 : Carte bathymétrique du centre de la baie de Zemmouri .....	54
Figure II-22 : Profil bathymétrique représentatif de la plage de Boumerdès .....	54
Figure II-23 : Carte bathymétrique de la baie de Bousmail .....	55
Figure II-24 : Cartes de localisation des profils désignés dans la baie d'El-Djamila .....	56
Figure II-25 : profils bathymétriques représentatifs de la baie d'El Djamila.....	57

Figure II-26 : Carte bathymétrique de Cherchell .....	59
Figure II-27 : Cartes de localisation des profils désignés dans les plages d'El Hamdania. ....	59
Figure II-28 : Profils bathymétriques représentatifs des plages d'El Hamdania .....	60
Figure III-1: diagramme montrant les étapes de génération des données requise pour l'estimation du LSTR (modifié à partir de (Salem Cherif et al., 2019) ) .....	62
Figure III-2: Variation temporelle de la profondeur de fermeture $d_c$ et les limites de la zone de shoaling selon les travaux de Hallermeier (1978,1980) dans les trois sites d'études. ....	71
Figure III-3: La variation du coefficient de réfraction $K_r$ en fonction du ratio ( $H_{30}/H_0$ ), l'angle de la houle initiale ( $H_0$ ), l'angle de la houle à -30 m ( $H_{30}$ ) et l'angle ( $\Delta\alpha$ ) de déviation entre les 2 profondeurs.....	72
Figure III-4: Colonne gauche : Relation entre la houle au large non réfractée $H_0'$ et la hauteur initiale et la hauteur à 30 m de profondeur. Colonne droite : la variation du $K_s$ avec la perte d'énergie entre la limite au large et la limite des 30 m. ....	73
Figure III-5 : Distribution spatiale du $K_r$ par rapport à la profondeur pour Boumerdes en conditions saisonnières.....	74
Figure III-6 : Distribution spatiale du $K_r$ par rapport à la profondeur pour les zones : Baie d'El Djamila (en haut), El Hamdania (en bas) pour des conditions saisonnières. ....	75
Figure III-7: Plan montrant la distribution spatiale du $K_r$ pour des houles extrêmes.....	76
Figure III-8 : Évaluation du transport longshore dans le site de Boumerdès pour chaque saison, en fonction des directions de houles incidentes .....	80
Figure III-9: Photo du piège à sédiments déployé sur site (Salem Cherif et al., 2019).....	86
Figure III-10: Taux de dominance des états morphodynamique par rapport aux nombres d'états de houles .....	89
Figure IV-1 : Distribution estimée de la hauteur des vagues extrêmes en fonction des périodes retours par la méthode GEV en utilisant un échantillon annuel maximal de 1992 à 2018. ....	95
Figure IV-2 : Graphes des moyennes résiduelles des excès ; a : Boumerdès, b : El-Djamila, c : Cherchell. ....	98
Figure IV-3 : Paramètre de forme $\xi$ et paramètre d'échelle modifié $\sigma^*$ de la distribution GPD en fonction des différents seuils des hauteurs de houles ; a : Boumerdès, b : El Djamila, c : Cherchell. ....	98
Figure IV-4 : Distribution estimée de la hauteur des vagues extrêmes en fonction des périodes retours par la méthode POT de 1992 à 2018. ....	100

Figure IV-5 : corrélation entre les valeurs mesurées et modélisées de la hauteur de la houle au large du port de Bousmail .....	105
Figure IV-6 : structure du SMC .....	106
Figure IV-7 : Résultats de simulation 2DV : Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2007, 2014 et 2009 (de gauche à droite) a Boumerdès. ....	115
Figure IV-8 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2007, 2014 et 2009 (de gauche à droite) a Boumerdès. ....	116
Figure IV-9 : Résultats de simulation 2DV : Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2015, 1995 et 1996 (de gauche à droite) a Boumerdès. ....	120
Figure IV-10 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2015, 1995 et 1996 (de gauche à droite) a Boumerdès. ....	121
Figure IV-11 : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2001 et 2013 (de gauche à droite) a Boumerdès. ....	122
Figure IV-12 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2001 et 2013 (de gauche à droite) a Boumerdès .....	123
Figure IV-13 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2007,200 9 et 2014 (de gauche à droite) a El Djamila. ....	126
Figure IV-14 : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2007 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'el Djamila. ....	127
Figure IV-15 : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2007 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'el Djamila. ....	128
Figure IV-16 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2015, 2013 et 1995 (de gauche à droite) El Djamila. ....	132

Figure IV-17 : Résultats de simulation 2DV: plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2018(de gauche à droite) El Djamila.....	137
Figure IV-18 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2001, 2007 et 2009 (de gauche à droite) a EL Hamdania. ....	140
Figure IV-19 : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2001 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'el Hamdania. ....	141
Figure IV-20: Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2001 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'el Hamdania. ....	142
Figure IV-21 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 1996 et 2010 (de gauche à droite) a EL Hamdania. ....	148
Figure VI-1 : Croquis de définition pour le calcul du changement de la ligne de rivage selon le modèle 1-D [ <i>Hanson</i> , 1987].....	170
Figure VI-2 : Projection des traits de côtes prédits présentant l'erreur la moins importante pour les trois conceptions. ....	173

# Liste des tableaux

Tableau III-1 : Houles morphologiques de la zone de Boumerdès .....	67
Tableau III-2: Houles morphologiques de la zone de El-Djamila. ....	68
Tableau III-3: Houles morphologiques de la zone de Cherchell.....	69
Tableau III-4: Formules du transport longshore. ....	78
Tableau III-5:Tableau regroupant la variation du transport longshore ( $m^3/an$ ) par rapport aux paramètres morphologiques .....	84
Tableau IV-1 : Hauteurs de houle résultantes de la méthode GEV (Gumbel et Weibul). ....	94
Tableau IV-2 : Hauteurs de houle résultantes de l'analyse directionnelle selon la méthode GEV des Maxima annuels.....	96
Tableau IV-3 : Hauteurs de houles issues de la méthode POT en omnidirectionnel .....	99
Tableau IV-4 : Récapitulatif des scénarii choisis pour les simulations de tempêtes extrêmes ...	101
Tableau IV-5 : Volume du sédiment mobilisé pour chaque épisode de tempête à Boumerdès ..	152
Tableau IV-6 : Volume du sédiment mobilisé pour chaque épisode de tempête à El Djamila et à El Hamdania .....	152
Tableau V-1: l'erreur estimée pour chaque date ainsi que les incertitudes relatives .....	157
Tableau V-2 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de Boumerdès entre 1984 et 2003 .....	160
Tableau V-3 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de Boumerdès entre 2003 et 2017 .....	161
Tableau V-4 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de Boumerdès entre 1984 et 2017 .....	162
Tableau V-5 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de la baie d'El-Djamila entre 1989 et 2007 .....	163
Tableau V-6 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de la baie d'El-Djamila entre 2007 et 2017 .....	164
Tableau V-7 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de la baie d'El-Djamila entre 1989 et 2017 .....	165

Tableau V-8: Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de la baie d'El Hamdania entre 1985 et 2015 .....	166
---	-----

# **Introduction générale**

En Méditerranée comme dans la majeure partie des côtes mondiales, l'influence de l'homme sur la côte est considérable sur la stabilité géomorphologique ; 40 % du linéaire côtier Méditerranéen est sableux (Anthony 2014). Ses côtes se caractérisent par un faible marnage, la variation des plages est donc principalement dominée par les vagues (Ortega-Sánchez et al. 2017); ces environnements sont des plus énergétiques et dynamiques au monde (Castelle and Masselink, 2023). La majeure partie des plages en Méditerranée ont été formées par le dépôt de sédiments issus des rivières alors que d'autres se sont formées aux pieds des falaises à la suite de la détérioration de celles-ci. Mais lors de ces 200 dernières années, les côtes Méditerranéennes deviennent de plus en plus fragiles à cause de l'action de l'homme sur le système côtier d'une manière directe ou indirecte : les différents aménagements effectués en amont bloquent et piègent les sédiments qui alimentaient les plages auparavant, l'extraction de sable, l'activité industrielle et les émissions des gaz à effet de serre influencent le réchauffement climatique qui a interrompu le régime pluviométrique et par conséquent, la capacité des rivières et oueds à entraîner les sédiments.

Sur les 300 millions d'habitants que comptait la région MENA (Middle East and North Africa) en 2004, 56 %, soit 168 millions, vivaient en ville, dont 63 millions dans des villes de plus d'un million d'habitants. Les villes côtières, qui hébergeaient 60 millions d'habitants en 2000, devraient en compter 90 millions d'ici 2030. Ces villes représentent les agglomérations les plus productives de la région, aussi, elles sont les plus exposées aux impacts du changement climatique (Eau and IAU-IDF, 2013). En Algérie, l'évolution de la population des wilayas littorales qui sont regroupées dans 03 des 09 « Espaces de Programmation Territoriale » (EPT) montre que plus de 60 % de la population se concentre dans les régions Nord du pays, dont plus de la moitié habite le Centre (Grimes, 2013).

En dépit des études faites par les laboratoires d'études pour solutionner au plus vite les besoins socio-économiques, il est à signaler que beaucoup de ces différents ouvrages mènent à la dégradation de l'équilibre sédimentaire des systèmes concernés et adjacents. Il est important d'indiquer que la connaissance du mécanisme hydrosédimentaire nécessite une investigation scientifique à moyen et long terme spécifique à chaque système comme pour le cas des nombreuses côtes dans le monde (Aernouts and Héquette, 2006; Battjes and Janssen, 1978; Daoudi and Guendouz, 2010; Durafour, 2014; Elias et al., 2006; Filipot et al., 2010; Fontoura et al., 2012; Hanson, 1989; Holthuijsen, 2010; Kamphuis, 1991; Komar and Inman, 1970; Kumar et al., 2017; Mezouar, 2009; Nair et al., 2015; Power, 2020; Sanchez-Arcilla and Jimenez, 1997; Schwartz, 2006; Takbash and Young, 2020; Than, 2015; Van Rijn, 2013; Wright and Short, 1984; Wright et al., 1985) ou pour beaucoup d'entre eux, la longue série d'observation et de collecte de données a abouti à la mise en place de modèles empiriques et numériques qui permettent une bonne évaluation des événements passés. Un bon recul et une compréhension profonde des processus déjà produits assurent une meilleure gestion des scénarii futurs. Les modèles développés récemment sont destinés à être appliqués à différentes échelles spatio-temporelles pour ces investigations (Benassai, 2006).

En Algérie ; lors des vingt dernières années, plusieurs travaux ont été effectués dans le but de comprendre la dynamique du système littoral algérien en étudiant l'hydrodynamisme seul (Amarouche, 2019; Amarouche et al., 2019) ou combiné au transport sédimentaire, alors que

pour certains travaux, leur principal objectif visait l'étude de la vulnérabilité des côtes ou ils mettent l'accent sur la cinématique du trait de côte (Amarni, 2021; Amarouche, 2019; Amarouche et al., 2019; Ayadi, 2016; Ayadi et al., 2016; Bouakline, 2009; Bougherira et al., 2020; Bouhmadouche, 2012; Bouhmadouche and Hemdane, 2016; Boutiba, 2006; Boutiba and Bouakline, 2011; Boutiba et al., 2009; Ciortan et al., 2008; Dahmani et al., 2021; Kermani et al., 2016; Khalfani, 2014; Khalfani and Boutiba, 2019; Mezouar, 2009; Otmani, 2020; Otmani et al., 2020; Salem Cherif et al., 2019; Sallaye, 2021; Sallaye et al., 2018). Toutes ces études ont contribué à mettre en évidence la dynamique sur différents sites et périodes ; c'est dans cette variabilité et diversification que cette recherche se positionne.

Le point de départ de ce présent travail est de relier les différents axes abordés dans les travaux suscités, où il étudie la morpho-dynamique en considérant les paramètres et processus intervenant dans différents contextes morphologiques et hydrodynamiques et leurs interactions mutuelles qui permettent la mobilisation du transport sédimentaire (Castelle and Masselink, 2023). La connaissance des tendances dynamiques du transport sédimentaire, de par son sens et sa magnitude, est primordiale pour la réussite d'une étude d'érosion et de projet de protection (Berman 2011). Le travail porte sur l'étude des processus, sur la même période, dans trois sites de l'Algérois qui représentent trois unités indépendantes.

Cette recherche vise principalement à montrer le comportement morpho-dynamique des plages et leur évolution face à un régime hydrodynamique observé lors de ces 30 dernières années pour des conditions annuelles tout en pointant les variations saisonnières ainsi que des épisodes exceptionnels. L'étude se base sur des méthodes empiriques et numériques aussi pour présenter les grandeurs du taux de transport sédimentaire (STR). Le choix des sites d'études s'est principalement axé sur leurs caractères représentatifs qui présentent des orientations et des expositions variables aux houles, des formes morphologiques et un héritage géologique différents, ainsi que des granulométries et de natures sédimentaires contrastées (Morio 2017).

Les trois (CES-MED) sites d'études sélectionnés présentent une importance socio-économique ; le front de mer de Boumerdès est une destination très convoitée par les touristes en saison estivale ; la baie d'El-Djamila accueille un port de plaisance de part et d'autre de la baie en plus des installations hôtelières ; quant à la plage d'El Hamdania, cette dernière accueillera le projet du plus grand port en Afrique.

Cette étude vise aussi à définir une méthodologie d'étude d'un système sableux face aux différents paramètres morphologiques des sites d'intérêts et des paramètres intrinsèques de la houle et de ses variations dans le temps ; (Soulsby 1997) indique qu'il n'existe pas de procédure standardisée pour résoudre des problèmes liés à la dynamique sédimentaire. Le présent manuscrit décrit le travail de recherche effectuée suivant l'approche décrite ci-dessous :

- La première partie de la thèse englobe deux chapitres ; le chapitre 1 résume les principes de base permettant de décrire la dynamique sédimentaire, et le second chapitre décrit les caractéristiques des zones d'études.
- La seconde partie de la thèse comprend le chapitre 3 ; il consiste à étudier la dynamique hydrosédimentaire annuelle ainsi que la variation saisonnière ; la combinaison

du modèle SWAN avec les formules empiriques permettra de définir les grandeurs du taux de transport sédimentaire pour les différents états de la mer définis par la hauteur de houles morphologiques ; ce chapitre vise aussi à orienter le choix de la formule empirique la plus adéquate pour notre cas en se basant sur les résultats recueillis par les pièges à sédiments.

- La Troisième partie englobant le chapitre 4 vise à l'étude de la dynamique morpho-sédimentaire lors des événements exceptionnels produits lors des 30 dernières années ; cette étude rassemble une étude à 2DH sur le modèle couplé Mike21 dont le module SW a fait l'objet d'une calibration par rapport à un mouillage de 1995 ayant enregistré une tempête quinquennale. Les résultats obtenus ont été extraits pour une étude sur un plan 2 DV sur le modèle Petra du logiciel SMC, afin de visionner les variations de la houle, du courant et du profil de la plage lors de l'épisode de tempête.

- La quatrième et dernière partie définie par les chapitres 4 et 5 est dédiée à l'évaluation de la cinématique du trait de côte à long terme et moyen terme, sur une période de 30 ans pour le chapitre 4, cette partie vise à nous renseigner sur la tendance d'évolution entre 2 dates ayant observé ses différents états de la mer et ayant fait l'objet d'un déplacement de son patrimoine sédimentaire. En chapitre 5 ; un cas d'étude a fait l'objet de modélisation de l'évolution du trait de côte sur quelques années avec le modèle GENESIS ; ce dernier prend en considération le régime de houle et le volume du sédiment transporté.

# **Chapitre I : Principes de bases de la dynamique sédimentaire**

### I.1 Le système côtier :

La compréhension et la délimitation de la zone littorale sont d'une importance primordiale pour de nombreux scientifiques, ingénieurs ou gestionnaires (Daeden, 2015; Douglas and Crowell, 2000), la définition du littoral change selon les disciplines ce qui ne facilite guère sa délimitation d'autant plus que la bande côtière est en perpétuelles fluctuations induites par des interactions complexes entre l'hydrosphère, la lithosphère et l'atmosphère ; de ce fait la notion de système côtier fut développée pour mieux définir la zone littorale ainsi que les interactions qu'elle recueille (Carter, 1988; Daeden, 2015; Paskoff, 1993).

Les différentes interactions qui influencent la dynamique de ce système s'opèrent à différentes échelles spatio-temporelles (figure I-1); cette synergie donne naissance à des formations spécifiques aux différentes classes de cette échelle. Le système côtier connaît des changements morphodynamiques qui s'effectuent sur une échelle de temps plus large comparée à l'échelle temporelle hydrodynamique (Dissanayake and Wurpts, 2013); ces changements correspondraient plutôt à des réponses, en boucle, des unités morphologiques face aux forçages exercés lors de la transformation de la houle et des courants induits sur le profil de la plage. Récemment ; des modèles numériques qui visent à l'étude de la dynamique côtière et littorale sont dressés ; (Benassai, 2006) indique que les modèles sont classés en 3 catégories : modèle à court terme (quelques heures) et petite surface (1 à 100m<sup>2</sup>); modèle moyen terme (quelques années) et surface moyenne (quelques km<sup>2</sup>), ces modèles correspondent aux applications côtières et littorales ; et enfin le modèle long terme (des centaines d'années) et grande superficie (plus de 100km<sup>2</sup>).

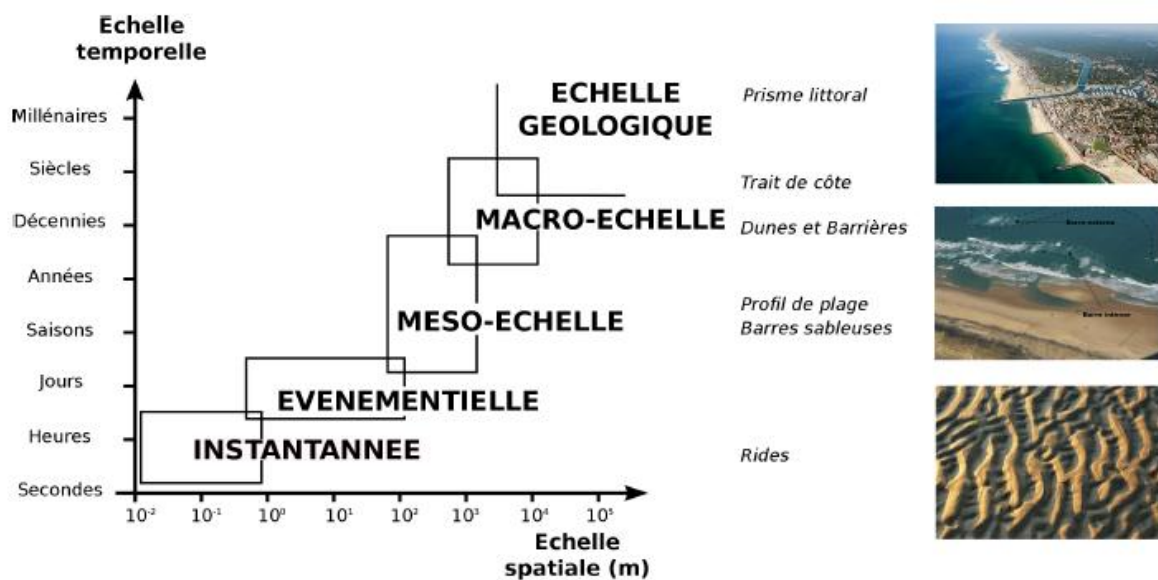


Figure I-1: Représentation des échelles spatio-temporelles associées aux principales formations littorales (Dubarbier, 2014).

Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéressons dans ce système littoral aux plages sableuses et les forçages hydrodynamiques, caractérisés d'une manière générale dans les sections

suivantes, auxquelles elles répondent pour enclencher les processus à l'origine de la dynamique sédimentaire à petite et moyenne échelle. La figure I-2 et I-3 schématisent la transformation de la houle du large vers la côte ainsi que la distribution spatiale des différents types de courants le long des différentes zones constituant le profil de plage sableuse, elles présentent aussi les formations morphologiques sur la plage.

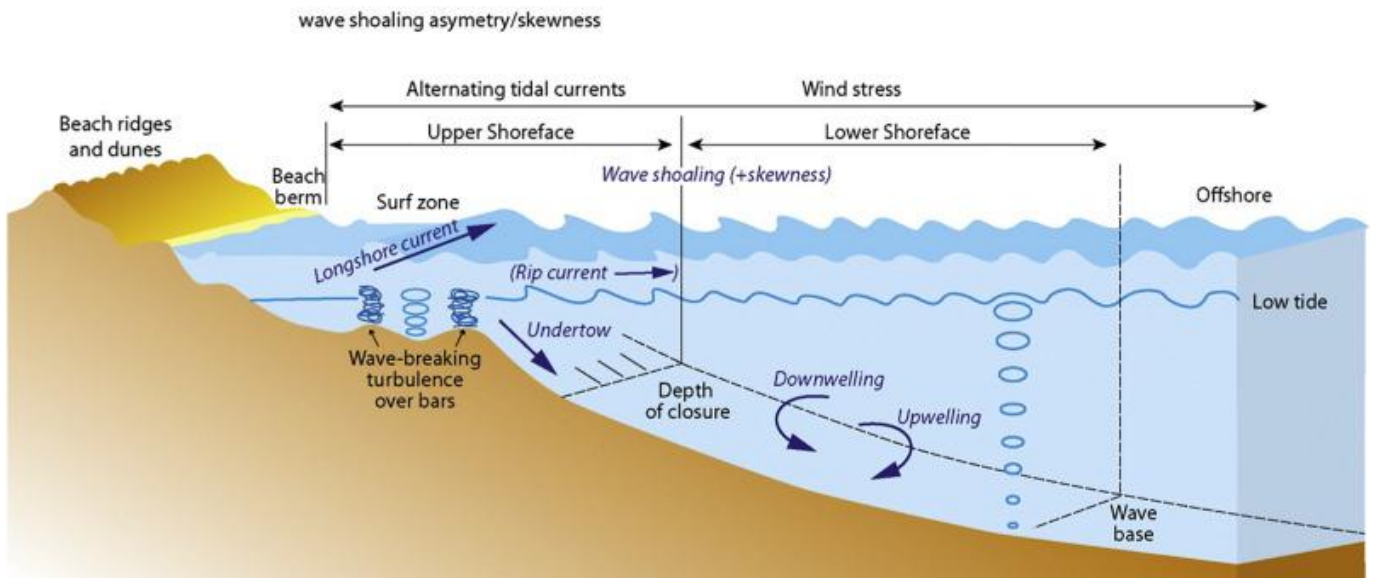


Figure I-2 : Représentation schématique de l'évolution des vagues sur un profil allant des dunes vers les grands fonds, en plus de la schématisation des différents courants existants (Anthony et al, 2020)

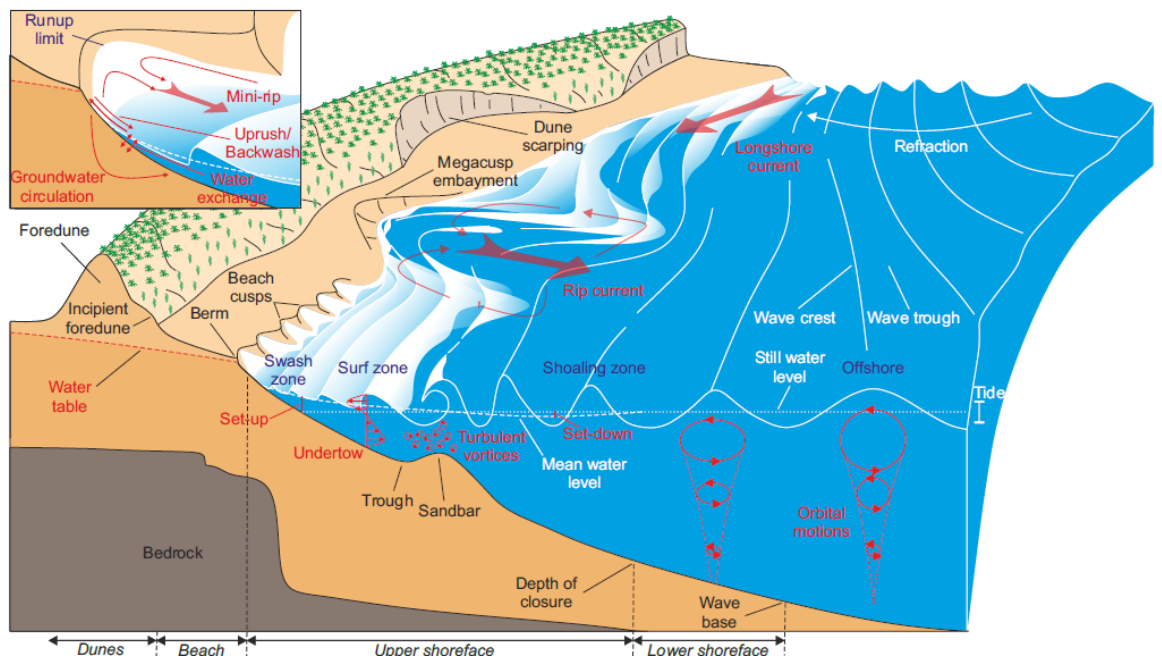


Figure I-3 : Schématisation des processus hydrodynamiques et sédimentaires qui se produisent sur une plage dominée par les vagues et la réponse de ses composantes morphologiques (Castelle and Masselink, 2022)

## I.2 Profil de plage

Le profil d'une plage sableuse dominée par l'action des vagues se caractérise, du large vers la côte (figure I-2, I-3), par le plateau ; il se définit par les grandes profondeurs au large des côtes, où le comportement hydrodynamique en surface n'est pas affecté par le fond. Ensuite vient la zone d'avant côte inférieure ; cette étendue est considérée comme une zone de transition, intermédiaire où le fond commence à agir sur les ondes de surface, mais dont les effets sont négligeables.

Les ondes en surfaces se propagent de leur zone de formation vers l'avant côte supérieure qui se délimite de l'avant côte inférieure par la profondeur de fermeture (voir section III.2). À l'approche de cette profondeur, les ondes ressentent de plus en plus l'effet du fond ce qui engendrera leurs débuts de transformation. D'importantes interactions hydrodynamiques et morphologiques seront à l'origine de la naissance de différents courants longitudinaux et transversaux ; cette forte dynamique dans la zone d'avant côte résulte en la sculpture des paysages sableux sous-marins (ripples, barre ... etc.) et sur la plage (microfalaise, croissant de plage, dune embryonnaire, dune ... etc.), dont l'échelle spatiale varie. Les différentes formations exerceront une rétroaction où ils impacteront à leur tour le régime hydrodynamique.

Cette dynamique permet de maintenir le profil de plage en équilibre ; dont la forme générale peut être représentée par le modèle de Brun (1955) et Dean (1977) (Hanson, 1989; Hanson and Kraus, 1989) par l'expression suivante:

$$d = Ay^{2/3} \quad \text{Eq I-1}$$

Où : d : la profondeur(m), A : paramètre empirique (dépend de la granulométrie) ; y : la largeur de la zone littorale.

L'un des paramètres clés qui définit un profil est la pente du profil et son aspect (c. à d. présence de barre). Dans l'étude du domaine côtier, la pente est considérée comme un paramètre important ; elle caractérise le comportement hydrodynamique du profil et donc sa réponse morphologique. La pente est considérée différemment dans la bibliographie. Selon la localisation du processus étudié sur le profil de plage. Telle qu'elle a été défini par (Hanson, 1989; Hanson and Kraus, 1989) qui l'a exprimé comme étant l'intégrale  $\partial d / \partial y$ , En se basant sur la définition du profil d'équilibre, elle a ensuite été décrite comme suit :

$$\tan \beta = \left[ \frac{A^3}{d_{LT}} \right]^{1/2} \quad \text{Eq I-2}$$

Avec :  $\tan \beta$  : la pente ;  $d_{LT}$  : profondeur limite de la zone de déferlement.

La pente moyenne de la plage est considérée par (Van Rijn, 2013, 2014) entre 0 et 8m de profondeur, ce qui correspondrait à la zone du transport sédimentaire parallèle à la côte.

## I.3 Mécanismes de génération et de transformation de la houle :

Nous allons procéder à la description des mécanismes de transformation de la houle. L'onde a la surface de l'eau est formée suite à un transfert d'énergie du vent à la surface de l'eau

(interaction air-mer) plus le transfert est maintenu dans le temps sur une surface donnée plus l'onde acquiert une amplitude importante ; nous parlons ici de vagues et la surface sur laquelle souffle le vent est le Fetch, au-delà de cette surface de formation l'onde sortie est dite la houle.

En se déplaçant vers la côte, la houle subie principalement le whitecapping, shoaling et la réfraction, à l'approche de la côte la houle déferle. La houle peut subir une diffraction ou une réflexion à la rencontre d'un obstacle.

### I.3.1 Réfraction (Kr) et Shoaling (Walstra et al.)Ks)

En se propageant à partir des eaux profondes vers les eaux côtières, les houles interagissent graduellement avec le fond, les non-linéarités augmentent, la vitesse et l'énergie diminuent à cause des frottements du fond ; les houles d'incidence oblique subissent une réfraction (Changement de direction) due à la différence de la vitesse de propagation le long de la crête sur le fond. Aux profondeurs moins importantes le shoaling devient évident (Roelvink and Reniers, 2011), ce phénomène cause la diminution de la vitesse de propagation, raccourcit et courbe l'onde. La réfraction et le shoaling sont donc les principaux facteurs qui modifient les caractéristiques de la houle (Sabatier et al., 2005).

La convergence ou la divergence des orthogonales due à la réfraction avec la combinaison du shoaling induit une variation cross shore de la célérité et l'angle d'incidence résulte principalement de l'effet combiné du Shoaling et de la réfraction, en assumant que la période de la houle reste constante et que l'énergie se conserve entre deux profondeurs (Munk 1949)(C.E.R.C., 1973) alors :

$$\frac{E_i}{E_0} = \frac{c_0 \cos \theta_0}{c_i \cos \theta_i} = \frac{1}{2} \frac{1}{n} \left( \frac{b_0}{b_i} \right) \left( \frac{c_0}{c_i} \right) \quad \text{Eq I-3}$$

$$\frac{H_i}{H_0} = \sqrt{\frac{E_i}{E_0}} = K_s K_r \quad \text{Eq I-4}$$

$$K_s = \sqrt{\frac{1}{2} \frac{1}{n} \frac{c_0}{c_i}} ; n = \frac{1}{2} \left[ 1 + \frac{4\pi d/L}{\sinh(4\pi d/L)} \right] \quad \text{Eq I-5}$$

$$K_r = \sqrt{\frac{b_0}{b_i}} = \sqrt{\frac{l_0 \cos \alpha_0}{l_i \cos \alpha_i}} = \sqrt{\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha_i}} \quad \text{Eq I-6}$$

Avec:

$H_0$  Hauteur de la houle au large ;

$H_i$  Hauteur de la houle à une certaine profondeur près de la côte ;

$E_0$  Energie de la houle au large ;

$E_i$  Energie de la houle à une certaine profondeur près de la côte;

$L_0$ , Longueur d'onde au large ;

$L_i$  : Longueur d'onde a une certaine profondeur près de la côte;

$b_0$ : espacement entre deux orthogonales au large;

$b_i$  espacement entre deux orthogonales dans les eaux cotieres

$C_0$ celerit de la houle au large

$C_i$ celerit de la houle a une certaine profondeur pres de la côte

(Courtaud, 2000) in (Vu, 2018) a proposé une classification du coefficient de réfraction basé sur 5 classes pour démontrer l'exposition face aux vagues de différentes directions qui est comme suit : Les secteurs les moins exposés aux attaques de houles, avec un coefficient  $K_r < 0,25$  très faible ; secteurs à faible coefficient, avec  $0,25 < K_r < 0,5$  ; secteurs moyennement exposés, avec  $0,5 < K_r < 0,75$  ; Zones très exposées, où le coefficient de réfraction est fort  $0,75 < K_r < 1$  ; les secteurs les plus exposés, ou  $K_r > 1$ .

### I.3.2 Moutonnement

Le moutonnement (whitecapping) est souvent défini comme le déferlement des vagues en eau profonde (Amarouche, 2019). Il a été décrit dans un premier temps par une dissipation induite par la pression, par la suite, il a été remarqué que d'autres processus importants sont mis en jeu et qui dépendent de la cambrure des ondes en propagation (DHI, 2016a). Amarouche (2019) rapporte que le whitecapping est le processus de transformation d'ondes gravitaire le moins compris.

### I.3.3 Le déferlement

La détermination du point de déferlement est un paramètre très important dans l'étude de la dynamique côtière, mais il reste très difficile à définir in-situ due au mécanisme aléatoire des vagues, sa définition permet de délimiter la limite inférieure de la zone de surf, plusieurs équations ont été proposées pour définir le paramètre de déferlement  $\gamma_b$ ; nous retrouvons en premier, l'indice de déferlement en fonction de la profondeur  $\gamma_b = H_b/d_b$  (avec  $H_b$ : hauteur au déferlement et  $d_b$ : Profondeur au déferlement qui a été déterminé théoriquement par (McCowan, 1891) comme étant  $\gamma_b = constant$  égale à 0.78 et aussi par Munk (1949), (Davidson-Arnott, 2010) considère cette valeur raisonnable. L'index  $\gamma_b$  a aussi été exprimé par dans de nombreux travaux avec différentes formulations (Power, 2020) :  $\gamma_b = f(\tan \beta)$  ;  $\gamma_b = f(L_0, H_0, \tan \beta)$  ;  $\gamma_b = f(L_0, H_0, \exp(\tan \beta))$  ;  $\gamma_b = f(\xi)$  ;  $\gamma_b = f(\tanh(L_b H_b))$ .

Munk (1949) a exprimé  $H_b$  en fonction de la hauteur au large ( $H_0$ ) :

$$\frac{H_b}{H_0} = \frac{1}{3.3 \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{0.33}} \quad \text{Eq I-7}$$

Miche 1954 a exprimé  $H_b$  en fonction du nombre d'ondes, elle se définit par la relation de dispersion linéaire comme suit :

$$H_b = 0.88 k_p^{-1} \tanh \frac{\gamma k_p d}{0.88} \quad \text{Eq I-8}$$

$k_p$  est le nombre d'onde correspondant à la période pique.

(Komar and Gaughan, 1973) in (Louati and Zargouni, 2009) ont proposé la formule suivante en l'exprimant en fonction de la cambrure ( $\frac{H_0}{L_0}$ ):

$$\frac{H_b}{H_0} = \left[ 0,563 / \left( \frac{H_0}{L_0} \right)^{0.2} \right] \quad \text{Eq I-9}$$

Ce paramètre de déferlement a aussi été exprimé en fonction de la pente comme dans les travaux de Sunamura et Horikawa (1974) qui ont pris en considération la pente (the entire shoreface slope), d'après (Aleman et al., 2015) ça donne de meilleurs résultats :

$$\frac{H_b}{H_0} = (\tan \beta)^{0.2} \left( \frac{H_0}{L_0} \right)^{-0.25} \quad \text{Eq I-10}$$

Dans (Holthuijsen, 2010; SWAN, 2020); il a été rapporté que le paramètre dans le modèle de (Battjes and Janssen, 1978) une valeur constante de 0.8 a été prise en considération, par la suite, en 1985, sur la base des essais au laboratoire et de mesures expérimentales (Battjes and Stive, 1985) ont trouvé que le paramètre de déferlement varie entre 0,6 et 0,83 pour différentes bathymétries avec une moyenne de 0.73 ; après eux (Kaminsky and Kraus, 1993) ont parlé d'un intervalle de 0.6 à 1.59 avec une moyenne de 0.79. Dans le cadre des travaux de cette thèse le paramètre de déferlement  $\gamma$  sera considéré égal à 0.8 ; dans le cas des calculs du taux de transport sédimentaire par formules empiriques, des essais faisant varier le coefficient de déferlement ont montré une variation du volume prédit de  $\pm 0.1\%$ . La profondeur au déferlement est considérée telle qu'elle a été définie par Van Rijn dans le modèle CROSMOR pour l'estimation du transport sédimentaire longshore :

$$d_b = \left[ H_0^2 * c_0 \cos \theta_0 / \alpha \gamma_b^2 g^{0.5} \right]^{0.4} \quad \text{Eq I-11}$$

$\alpha$  : facteur de calibration (=1.8), et pour l'angle d'incidence a la profondeur de déferlement (ou n'importe quelle profondeur arbitraire) peut être obtenue en appliquant la loi de Snell- Descartes pour une hypothèse de fond régulier :  $\sin \theta_{br} = (c_{br}/c_0) \sin \theta_0$  (Van Rijn, 2013).

#### I.4 Modélisation de la propagation de la houle

L'effet combiné des processus de génération de la houle, de la réfraction, du shoaling et du déferlement sur une bathymétrie complexe peut être modélisé par l'équation d'équilibre de l'action des vagues ( the wave action balance equation) qui est le cœur de tous les modèles de prédiction des vagues de troisième génération (Akpınar et al., 2012) tels que le SWAN (Booij et al., 1997) ou le Mike21 SW (DHI, 2016a; SWAN, 2021):

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{v}N) = \frac{s}{\sigma} \quad \text{Eq I-12}$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial C_{gx}N}{\partial x} + \frac{\partial C_{gy}N}{\partial y} + \frac{\partial C_{g\theta}N}{\partial \theta} + \frac{\partial C_{g\sigma}N}{\partial \sigma} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad \text{Eq I-13}$$

$$\sigma = \sqrt{gk \tanh(kd)} = \omega - \vec{k} \cdot \vec{U} \quad \text{Eq I-14}$$

$$(C_x, C_y) = \frac{d\vec{x}}{dt} = \vec{C}_g + \vec{U} \quad \text{Eq I-15}$$

$$C_\sigma = \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left[ \frac{\partial d}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla_{\vec{x}} d \right] - C_g \vec{k} \frac{\partial \vec{U}}{\partial s} \quad \text{Eq I-16}$$

$$C_{\theta} = \frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{k} \left[ \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \vec{k} \frac{\partial \vec{U}}{\partial m} \right] \quad \text{Eq I-17}$$

$$C_g = \frac{\partial \sigma}{\partial k} = \frac{1}{2} \left( \mathbf{1} + \frac{2kd}{\sin h(2kd)} \right) \frac{\sigma}{k} \quad \text{Eq I-18}$$

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf} \quad \text{Eq I-19}$$

ou  $N = N(\sigma, \theta; x, y, t)$  définit la densité d'action.  $S_{tot} = S_{tot}(\sigma, \theta; x, y, t)$  définit la somme des processus physiques de la génération, la dissipation ou la redistribution d'énergie (SWAN Team, DHI Groupe).  $\sigma$  fréquence angulaire  $\theta$  direction de propagation de la houle ;  $x$  et  $y$  sont des variables spatiales et  $t$  le temps. L'équation I-13 peut aussi s'écrire comme dans l'équation I-20 :

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_{\lambda} N}{\partial \lambda} + \cos^{-1} \phi \frac{\partial c_{\phi} \cos \phi N}{\partial \phi} + \frac{\partial c_{\sigma} N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_{\theta} N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad \text{Eq I-20}$$

Où  $c_{\lambda}$  et  $c_{\phi}$  définissent respectivement les vitesses de déplacement de l'énergie de la vague.  $c_{\sigma}$  et  $c_{\theta}$  les vitesses de déplacement de l'énergie dans un espace spectral (Mandang and Nur, 2017).

Les termes sources du côté droit de l'équation I-13 comprend l'énergie transférée par le vent (*in*), la dissipation par le frottement du fond (*bot*), le déferlement des vagues (*surf*) et les interactions non linéaires entre les vagues (Liu et al.) (Xie et al. 2016). La transformation de l'énergie éolienne vers les vagues est décrite dans les modèles avec le mécanisme de résonance de miles (Pallares et al. 2014b). Le processus du whitecapping (*ds*) est représenté par le modèle de pulsion de (Hasselmann et al. 1973) in(Hoque et al. 2017), il a été reformulé en fonction du nombre de vagues par (Janssen 1991; Komen et al. 1984) . Pour le frottement de fond, le modèle qui est le plus retenu dans les modèles numériques de propagation des vagues est le modèle empirique de JONSWAP (Hasselmann et al. 1973) dans (Hoque et al. 2017 ; Khalifa et al. 2009)

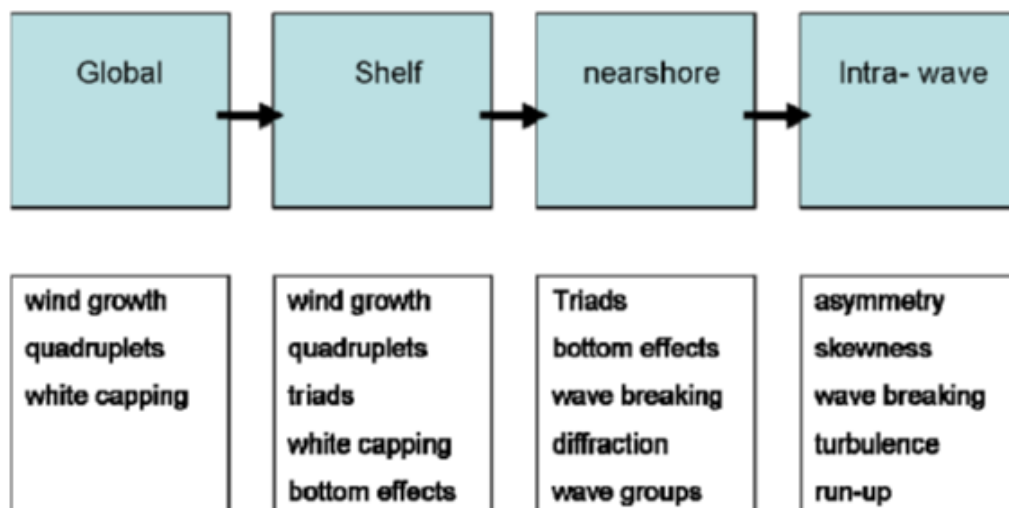


Figure I-4: Organigramme de la modélisation des vagues.(Roelvink and Reniers, 2011)

#### I.4.1 Croissance des vagues par le vent :

La croissance des ondes de gravité à la surface de l'eau est décrite par deux phases de croissance, la première est dite linéaire, car le transfert d'énergie d'un vent constant à l'onde de surface est constant dans le temps ; la deuxième est dite exponentielle, car la vague croît selon une courbe exponentielle dans le temps, durant cette phase le transfert d'énergie s'effectue proportionnellement à l'énergie de la vague elle-même. Ces processus se résument dans l'équation qui suit (DHI, 2016a):

$$S_{in}(f, \theta) = \alpha, \gamma E(f, \theta) \quad \text{Eq I-21}$$

Où :

$\alpha$  : le taux de croissance linéaire  $E$  : la densité d'énergie ;  $\gamma$  : le taux de croissance non linéaire ;  $f$  : la fréquence ;  $\theta$  : la direction des vagues ;

le taux de croissance non linéaire peut être exprimé selon (Janssen, 1991) par l'équation ci-dessous I-20 qui est considérée dans le module SW de la suite Mike21 et comme option dans le SWAN ; ce dernier considère par défaut la formulation de (Komen et al., 1984) équation (4-19).

$$\gamma = \varepsilon \beta \sigma x^2 \quad \text{Eq I-22}$$

$$\gamma = 0.25 \varepsilon (28x - 1) \sigma \quad \text{Eq I-23}$$

$$\text{Ou : } x = \frac{U_*}{c} \cos(\theta - \theta_w) \quad \text{Eq I-24}$$

Avec la vitesse de la phase  $c$ , la vitesse de frottement du vent  $U_*$ , la direction des vagues  $\theta$  et la direction des vents  $\theta_w$  ;  $\varepsilon$  : le rapport de la densité de l'air à l'eau,  $\varepsilon = \rho_a / \rho_w$  ;  $\sigma$  : la fréquence angulaire relative ;

$$\beta = \begin{cases} \frac{1,2}{k^2} \mu \ln^4 \mu, \mu \leq 1 \\ 0, \mu > 1 \end{cases} \quad \text{Eq I-25}$$

Où :

$k$  : le constant de von Karman,  $k = 0,41$  ;  $\mu = kz_c$  : la hauteur critique sans dimension ;

$z_c$  : la hauteur critique définie comme l'élévation au-dessus du niveau de la mer où la vitesse du vent est exactement égale à la vitesse de phase (DHI, 2016).

$$z_c = z_0 \cdot e^{(k/x)} \quad \text{Eq I-26}$$

Où :  $z_0$  : la rugosité de la mer, avec l'effet de courtes vagues de gravité  $z_{ow}$  et l'effet des vagues de gravité-capillarité (peuvent être considérés comme rugosité du fond) (le paramètre de Charnock,  $Z_{Charnock}$ , valeur par défaut est 0,01) (DHI, 2016) ;

Profil logarithmique de la vitesse du vent :

$$\mathbf{u}(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left( \frac{z+z_{0w}}{z_{0b}+z_{0w}} \right) \quad \text{Eq I-27}$$

Vitesse de frottement

$$u_* = \frac{ku(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad \text{Eq I-28}$$

$$u_*^2 = C_d \cdot U_w^2 \quad \text{Eq I-29}$$

Coefficient de trainé

$$C_D = \alpha_{drad} + \beta_{drad} \cdot U_w \quad \text{Eq I-30}$$

Rugosité de la surface de la mer

$$z_0 = z_{0b} + z_{0w} = z_{0b} \left(1 - \frac{\tau_w}{\tau}\right)^{-1/2} = \frac{z_{Charnock} u_*^2}{g} \left(1 - \frac{\tau_w}{\rho_{air} u_*^2}\right)^{-1/2} \quad \text{Eq I-31}$$

#### I.4.2 Les interactions non linéaires

Les échanges d'énergies lors des interactions non linéaires concernent l'interaction des vagues en 4 modes désignées comme interaction de quadruplet de vagues ; ainsi que les interactions en triade qui consiste en la description des échanges d'énergie entre trois modes de vagues.

L'interaction non linéaire vagues-vagues en quadruplet est décrite par la méthode (*Discrete Interaction Approximate*) (Hasselmann and Hasselmann,1985).

$$\omega_1 = \omega_2 = \omega$$

$$\omega_3 = \omega(1 + \lambda) = \omega_+$$

$$\omega_4 = \omega(1 - \lambda) = \omega_-$$

L'incrémentation de la fonction source aux 3 niveaux d'interaction des ondes en termes de spectre de densité d'énergie se présente comme suit

$$\begin{Bmatrix} \delta S_{nl} \\ \delta S_{nl+} \\ \delta S_{nl-} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} -2 \frac{\Delta f \Delta \theta}{\Delta f \Delta \theta} \\ (1 + \lambda) \frac{\Delta f \Delta \theta}{\Delta f + \Delta \theta} \\ (1 - \lambda) \frac{\Delta f \Delta \theta}{\Delta f - \Delta \theta} \end{Bmatrix} \phi(f, E, E_+, E_-) \quad \text{Eq I-32}$$

$$\phi(f, E, E_+, E_-) = C' g^{-4} f^{11} \left[ E^2 \left( \frac{E_+}{(1-\lambda)^4} + \frac{E_-}{(1-\lambda)^4} \right) - \frac{2EE_+E_-}{(1-\lambda)^4} \right] \quad \text{Eq I-33}$$

Les interactions en triades représentent un phénomène qui se produit dans les eaux côtières, ils sont modélisés par l'approche proposée par Eldeberky et Battjes (1995,1996) (DHI, 2016c; SWAN, 2020)

#### I.4.3 Le moutonnement « Whitecapping »

Pour la modélisation du moutonnement (Komen et al., 1984) ont proposé une formulation simplifiée en fonction de la fréquence moyenne (DHI, 2016a) ; par la suite, pour que la fonction, qui décrit la dissipation due aux moutonnements des ondes de plus hautes fréquences en présence du vent, soit bien décrite l'expression suivante a été établie (DHI, 2016a; SWAN, 2021)

$$S_{ds}(f, \theta) = C_{ds} \left( \frac{\hat{a}}{\hat{a}_{PM}} \right)^m \left\{ (1 - \delta) \frac{k}{\bar{k}} + \delta \left( \frac{k}{\bar{k}} \right)^2 \right\} \bar{\sigma} E(f, \theta) \quad \text{Eq I-34}$$

Les coefficients  $C_{ds}$ ,  $\delta$  et  $m$  sont des constantes ajustables. On leur attribue des valeurs par défaut dans les modèles en fonction des formulations considérées (DHI, 2016a; SWAN, 2021). Ils font objet de facteurs de calibrations (Amarouche, 2019; Amarouche et al., 2019)

#### I.4.4 Frottement du fond

(Arnaud, 2016) Rapporte que le frottement au fond est le mécanisme dominant de la dissipation d'énergie de la houle par faible profondeur en particulier de fond rugueux. Ce terme s'exprime en fonction du coefficient de friction dont la considération varie dans les modèles utilisés la série Mike21SW propose 4 possibilités implémentées pour la désignation du coefficient de dissipation: une valeur constante du coefficient de frottement  $C_f$ ;  $C_f$  calculé en fonction du facteur de frottement  $f_w$ ; une formulation en fonction de la rugosité défini par le paramètre de Nikuradse  $k_N$  ou en fonction  $D_{50}$ .

$$S_{bot}(f, \theta) = - \left[ C_f + \frac{f_c(\bar{u}, \bar{k})}{k} \right] \frac{k}{\sinh 2kd} E(f, \theta) \quad \text{Eq I-35}$$

Le SWAN exprime le terme source en fonction coefficient de frottement du fond  $C_b$ , pour lequel il propose 3 modèles à savoir le modèle empirique de JONSWAP, le modèle de Collins (1972) tel que  $C_b$  est en fonction de  $C_f$  et enfin le modèle de Madsen et al. (1988) en fonction du facteur de frottement (SWAN, 2020) où :

$C_f$ : coefficient de frottement (m/s) (DHI, 2016(SWAN, 2020)) ;

$k$  : nombre d'onde (DHI, 2016(SWAN, 2020)) ;

$d$  : la profondeur de l'eau (DHI, 2016) ;

$f_c$  : coefficient de frottement pour le courant (DHI, 2016) ;

$u$  : la vitesse du courant (DHI, 2016) ;

le coefficient de dissipation (DHI, 2016) :

-  $u_b$  : la vitesse orbitale au fond de la vague (DHI, 2016)

-  $k_N$  constante de la taille de rugosité géométrique suggérée par Weber (1991) en collaboration avec l'expression du facteur de friction de Jonsson et Carlsen (1976)

$a_b$  - déplacement orbital au fond (DHI, 2016)

#### I.4.5 Déferlement des vagues

Le processus de déferlement des houles induit par le fond a été décrit plus haut, faisant partie des processus de transformation de la houle. La formulation qui décrit le taux du déferlement de houle implémenté dans le modèle Mike21SW et le SWAN est celle de Battjes ans Janssen ( 1978) (décrite dans la section 4.3.1.1 qui concerne le module PETRA). Le terme source est rédigé selon Eldeberky and Battjes (1996) (DHI, 2016a; SWAN, 2021)

$$S_{surf}(f, \theta) = -\frac{2\alpha_{BJ}Q_b\bar{f}}{X} E(f, \theta) \quad \text{Eq I-36}$$

Tel que :

$X = \frac{E_{tot}}{H_m^2/8} = \left(\frac{H_{rms}}{H_m}\right)^2$ ,  $H_{rms} = \sqrt{8 \cdot E_{tot}}$  Tandis que  $H_m$  est défini comme hauteur maximale locale ; la fraction des houles déferlantes est déterminée de différentes manières sur les 3 modèles. Cette équation se résout par l'itération de Newton-Raphson dont la première approximation est déduite de ce qui suit (DHI) en se basant sur les valeurs suivantes.

$$Q_b = \begin{cases} (1 + 2 \cdot x^2) \cdot e^{-\frac{1}{x}}, & x < 0,5 \\ (1 + 2 \cdot 0,4 \cdot z) \cdot (1 + 0,44 \cdot z), \quad z = 1 - x, & 0,5 \leq x < 1 \\ 1, & x \geq 1 \end{cases} \quad \text{Eq I-37}$$

Tandis que pour le SWAN l'estimation de  $Q_b$ , d'autres limites sont désignées

$$Q_b = \begin{cases} 0, & x \leq 0,2 \\ Q_0 - x^2 \frac{Q_b - \frac{\exp(Q_0-1)}{x^2}}{x^2 - \frac{\exp(Q_0-1)}{x^2}}, & 0,2 < x < 1 \\ 1, & x \geq 1 \end{cases} \quad \text{Eq I-38}$$

Pour  $x \leq 0,5$ ,  $Q_b=0$  et pour  $0,5 \leq x < 1$ ,  $Q_0 = (2x-1)^2$

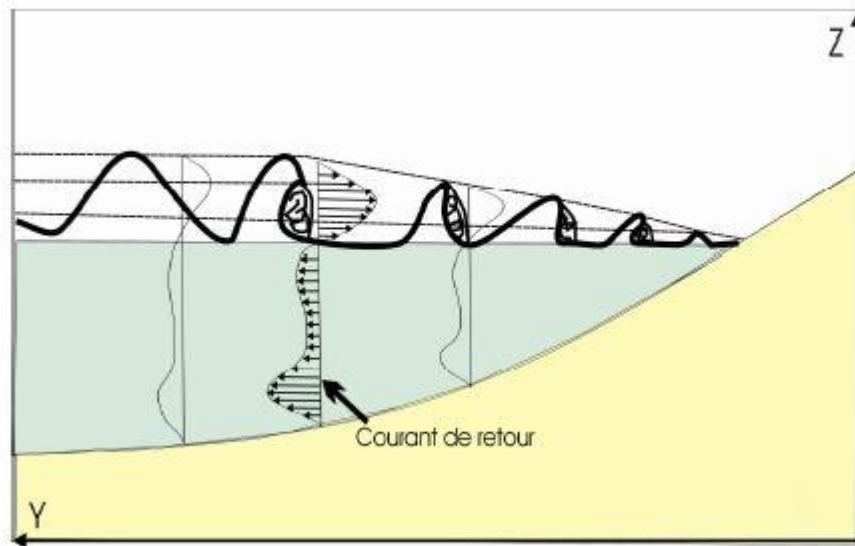
## I.5 Les courants

### I.5.1 Principaux courants moyens induits par la houle

Près des côtes, différents types de courant peuvent exister. Nous pouvons distinguer des courants sagittaux, perpendiculaires à la côte. D'autres courants parallèles à la côte, appelés courants de dérive s'établissent sur de plus grandes échelles spatiales.

#### I.5.1.1 Le courant de retour

Le courant de retour (ou "undertow"), aussi appelé courant de compensation, est présent sur toutes les côtes exposées aux houles. En milieu côtier la houle transporte de l'eau dans sa direction de propagation. Cela est particulièrement vrai dans la zone de déferlement. Le courant de retour permet donc de compenser cet apport de masse en transportant les masses d'eau vers le large. Ce courant est responsable d'un fort transport sédimentaire vers le large et de la migration de barres pendant les épisodes de tempête (Castelle 2004(Benassai, 2006; Vu, 2018))



**Figure I-5 : Schéma descriptif de la distribution verticale des vitesses du courant de retour (Amrouni 2008)**

### ***1.5.1.2 Le courant de dérive ou courant "longshore" :***

Ce type de courant, parallèle à la cote, est induit par le déferlement des vagues incidentes et qui se présentent avec une obliquité par rapport au rivage (Figure I-3) ; ce phénomène est défini avec la considération de l'hypothèse que le trait de côtes et les contours bathymétriques sont parallèles et réguliers sur une section (Benassai, 2006). Le gradient de tenseur de radiation lié au déferlement est compensé par un courant moyen orienté parallèlement à la côte appelé courant de dérive ou courant littoral, et son intensité est maximale derrière le point de déferlement (Figure I-9). Ce courant est fondamental dans la dynamique sédimentaire des littoraux sableux. Il peut transporter de grandes quantités de sédiments sur plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres (Cartier, 2011; Castelle, 2004). Le courant de dérive n'est pas uniformément distribué dans la zone de surf (Cartier, 2011).

### ***1.5.1.3 Le courant sagittal ou "rip current"***

Le courant sagittal est un courant violent, intense et étroit dirigé vers le large, qui est observé sur de nombreuses plages. Il a fait l'objet de nombreuses études, particulièrement parce qu'il transporte de grandes quantités de sédiments (Inman et al., 1971). Les courants sagittaux sont principalement contrôlés par la bathymétrie locale. La présence de bancs de sable tridimensionnels va induire une focalisation de l'énergie des vagues dans certaines zones et la formation de courants sagittaux. Lorsque les vagues déferlent, elles "poussent" les masses d'eau (gradients spatiaux des tenseurs de radiation). Ce mécanisme est différent du transport de masses d'eau décrit précédemment et qui conduit à la formation du courant de retour. Les masses d'eau poussées vers le rivage par le déferlement des vagues vont alors s'évacuer plus facilement par des trous ou des chenaux de vidange où les vagues exercent une "poussée" plus faible.

## **I.5.2 Le courant de marée**

En zone de levée, l'effet des courants de marée est considérable sur les côtes macro-tidales tandis que sur les environnements à faible marnage le courant de marée est limité

(Cartier, 2011). Sur la côte et plus particulièrement sur l'estran, l'onde de marée est réduite et les courants qu'elle induit sont plutôt affaiblis.

### **I.6 Transport sédimentaire :**

Le sédiment est un matériau fragmentaire initialement formé par la désintégration chimique et/ou mécanique du socle rocheux. Il en résulte de ce processus un héritage sédimentaire caractérisé par sa composition minéralogique : feldspaths, micas et les bioclastes, sa densité et sa forme. La composition dominante du sable est le quartz (Soulsby, 1997; Van Rijn, 1993). Ces débris rocheux peuvent avoir plusieurs tailles et reprendre donc à plusieurs classifications.

Après détachement, les sédiments sont potentiellement transportables soit par gravité, soit par le vent ou par l'eau. En mer, le transport sédimentaire prend, principalement, place près du fond (Figure I-7). La littérature recense trois modes de transport de sédiments, à savoir : par roulement et/ou par charriage, par saltation et enfin en suspension. L'initiation du mouvement et le passage d'un état à un autre dépendront de la vitesse de cisaillement du fond et la vitesse de chute du sédiment (Davidson-Arnott, 2010; Dean and Dalrymple, 2004; Soulsby, 1997; Van Rijn, 1993). Le sens du transport est ensuite défini par le régime de houle prédominant.

#### **I.6.1 Modes de transport sédimentaire**

Plusieurs modèles ont été développés, décrits par des formules empiriques ou par des incréments numériques, dans le but de quantifier le transport sédimentaire induit par chacun des modes. Les formules empiriques ont été établies sur la base d'un grand nombre d'observations et d'essais au laboratoire ; il existe aussi des formules qui quantifient le taux du transport sédimentaire total. Pour certains, le calcul global est direct, dans d'autres modèles tels que dans les suites numériques PETRA et le module MIKE 21 ST le transport est considéré comme étant la somme du transport par charriage et le transport en suspension  $Q_t = Q_b + Q_s$  ; Tel que  $Q_t$  le transport total,  $Q_b$  transport du fond, et  $Q_s$  transport par suspension

L'estimation de la capacité du transport sédimentaire peut s'effectuer sous l'effet du courant seul ou sous l'effet combiné vagues-courants (Jaud, 2011; Le Mauff, 2018; Soulsby, 1997) dans les modèles numériques. Les paramètres essentiels qui définissent les conditions aux limites pour la mise en mouvement du sédiment sous l'effet combiné sont brièvement décrits ci-dessous. La mobilité du sédiment sur le fond s'effectue lorsque la contrainte de cisaillement adimensionnelle  $\theta$  est supérieure à la contrainte de cisaillement adimensionnelle critique  $\theta_c$ ; tandis que la mise en suspension du grain s'effectue lorsque la vitesse de cisaillement  $u_*$  est supérieure à la vitesse de chute  $w_s$  (Soulsby, 1997).

##### **I.6.1.1 Vitesse ( $u_*$ ) et contrainte ( $\tau_b$ ) de cisaillement**

Le fond marin subit des forces de friction induites par les vagues et/ou les courants, ces forces frictionnelles sont ressenties lorsque les ondes de surface commencent à ressentir l'effet du fond ; leur vitesse orbitale près du fond se définit comme suit selon l'équation de la théorie linéaire

$$u_b = \frac{\pi H \cos \theta}{T \sinh(kd)} \quad \text{Eq I-39}$$

Pour des houles irrégulières, Soulsby (1997) propose l'utilisation des paramètres spectraux de la houle, période pique  $T_p$  et hauteur quadratique  $H_{rms}$  ( $H_{rms} = H_s/\sqrt{2}$ ); et assume que l'angle d'incidence de la houle correspondrait à la direction du flux d'énergie moyen.

Les forces frictionnelles exercées au fond sur les grains de sable sont aussi nommées contraintes de cisaillements et s'expriment d'une manière générale en fonction de la densité du fluide et de la vitesse de frottement du fluide (vitesse de cisaillement) :

$$\tau_b = \rho u_*^2 \quad \text{Eq I-40}$$

La contrainte de cisaillement est l'une des propriétés hydrodynamiques les plus importantes qui interviennent dans le processus du transport sédimentaire (Benassai, 2006; Soulsby, 1997); pour un effet combiné vague-courant, elle s'exprime en fonction de la contrainte de cisaillement induite par le courant et la contrainte de cisaillement induite par l'effet de la vague, car le profil de vitesse du flux qui s'écoule à la surface diffère dans les 3 cas de figure.

L'expression de la contrainte de cisaillement induite par le courant s'exprime comme dans l'expression générale I-38 pour laquelle  $u_*$  est défini à partir du profil de la vitesse décrite par :

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right); \quad z_0 = K_s/30 \quad \text{Eq I-41}$$

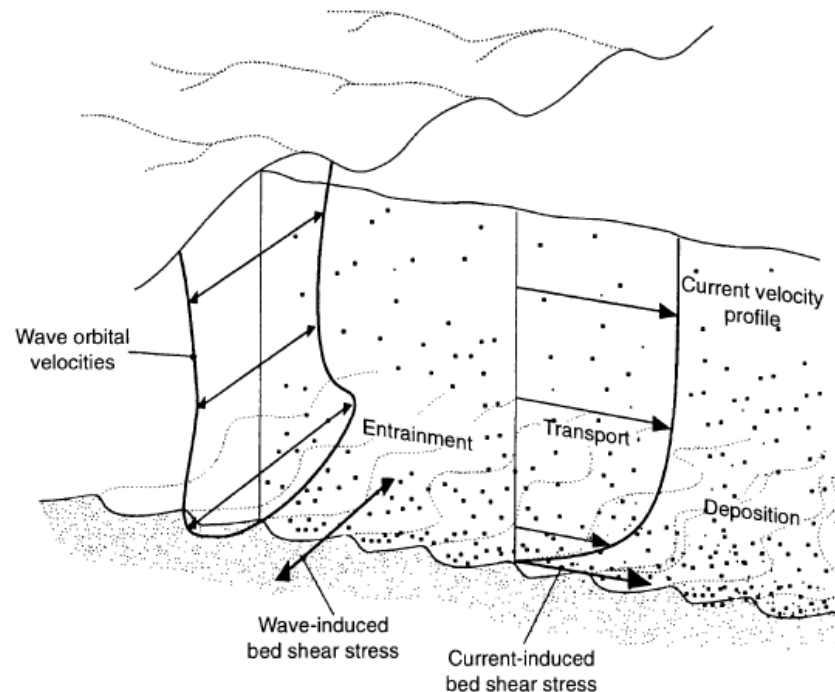


Figure I-6 : Processus du transport sédimentaire marin représenté séparément pour description théorique (Soulsby, 1997)

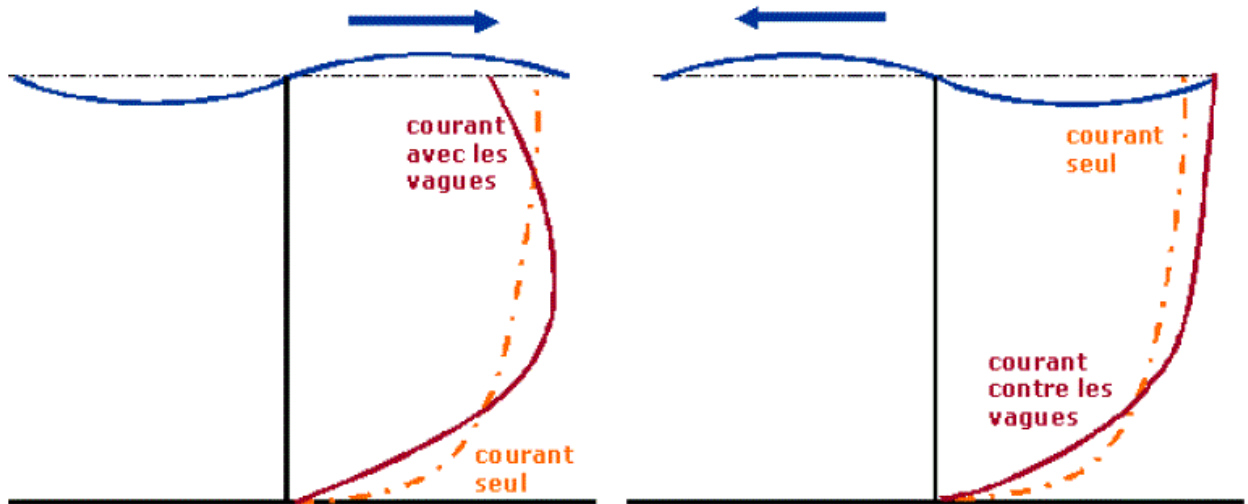


Figure I-7 : Influence des vagues sur le profil d'un courant d'après Van Rijn (1989)(Jaud, 2011).

(Jaud, 2011) mentionne que contrairement au cas du courant, sous l'effet des houles le profil logarithmique des vitesses n'a pas le temps de s'établir (figure I-6) pendant une période de houle. La relation entre  $\tau$  et  $u^*$  n'est donc pas valable dans ces conditions. Elle s'exprime généralement comme suit équation I-42 ; le facteur de friction dont elle dépend se définit par différentes formulations utilisées dans les modèles numériques.

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho f_w u_b^2 \quad \text{Eq I-42}$$

Avec  $f_w$  : facteur de friction,

$$f_w = \begin{cases} 0.3 & r \leq 1.57 \\ 0.00251 \exp(5.21r^{-0.19}) & r > 1.57 \end{cases} \text{ Selon Swart (1974) considéré dans Petra.}$$

$$f_w = \exp\left(5.213 \left(\frac{K_s}{A}\right)^{0.194} - 5.977\right) \text{ Selon Swart (1982) considéré dans le Mike21}$$

Dont  $r = \frac{A}{K_s}$  ; A : l'amplitude du déplacement orbitale ;  $K_s = 2.5 D_{50}$  : la rugosité de Nikuradse

### 1.6.1.2 Le paramètre shield $\theta_s$ :

Pour qu'il y est transport sédimentaire, les contraintes de cisaillements agissent sur la couche de sédiments à la surface du fond ; pour mettre en mouvement ce sédiment, les forces mobilisatrices doivent être supérieures au seuil critique des forces stabilisatrices (Benassai, 2006). Ce principe est décrit par le paramètre shield qui n'est tout autre que le ratio entre la force motrice et le poids de la particule submergée, il est aussi défini par (Soulsby, 1997) comme étant la contrainte de cisaillement adimensionnel lié au sédiment par la taille du grain :

$$\theta_s = \frac{u_*^2}{(s-1)gd_{50}} \quad \text{Eq I-43}$$

La valeur critique de la mise en mouvement sur un fond plat a été désignée par Shield en 1930 sur un digramme en fonction du  $D_*$ . Sous l'effet du courant (Jaud, 2011; Soulsby, 1997); par

la suite une autre expression a été désignée sous l'effet combiné des vagues et des courants par Soulsby et Whitehouse (1997) (Soulsby, 1997). L'équation ci-dessous décrit l'influence de la pente longitudinale et transversale sur la valeur critique du paramètre Shield (DHI, 2016b)

$$\theta_c = \theta_{c0} \left( \frac{-\cos \psi \sin \beta + \sqrt{\mu_s^2 \cos^2 \beta - \sin^2 \psi \sin^2 \beta}}{\tan \phi_s} \right) \quad \text{Eq I-44}$$

### 1.6.1.3 La vitesse de chute $W_s$ :

La vitesse de chute (Fall velocity, Terminal velocity, Settling velocity) est une grandeur très importante à définir, d'une part elle représente l'un des paramètres clés de la mise en mouvement des sédiments (Leclerc et al., 1976); d'autre part dans la caractérisation morphodynamique des plages (Wright and Short, 1984) et aussi dans la définition du profil d'équilibre (Robert G dean). Elle est fondamentale pour l'interprétation de la genèse des structures sédimentaires (Hallermeier, 1981), elle permet de définir la possibilité de dépôt du matériau (Soulsby, 1997).

La vitesse de chute est la vitesse avec laquelle le sédiment traverse la colonne d'eau, la particule est maintenue en suspension lorsque la vitesse turbulente verticale est supérieure à la vitesse de chute du grain (Bagnold 1963 in (Blanpain, 2009). Elle se définit par le diamètre et la densité du sédiment ainsi que la viscosité de l'eau (Soulsby, 1997). Pour sa détermination plusieurs méthodes sont possibles : des graphes (Vanoni, 1975), des tables et des formules aux expressions simplistes s'exprimant principalement en fonction du diamètre du grain (Hallermeier, 1981). La vitesse de chute peut aussi être exprimée différemment pour les intervalles granulométriques ; pour de grain de très petite taille, elle est calculé selon la loi de Stokes (Benassai, 2006; Blanpain, 2009; Soulsby, 1997) La vitesse de chute s'exprime aussi en fonction du régime d'écoulement (Blanpain, 2009; Reeve et al., 2018).

(Subhasish, 2014) Indique que Rubey (1933) fut le premier à introduire une formulation de la vitesse de chute pour les sédiments de type gravier, sable et silt, il l'a exprimé en fonction du coefficient de traîné  $C_D$ ; d'autres auteurs l'ont exprimé par la suite en fonction de la viscosité et du diamètre adimensionnel  $D_*$ . Soulsby (1997) a proposé une version adaptée à la classe granulométrique 0.063mm-2 mm d'un sédiment naturel (Durafour, 2014; Reeve et al., 2018) qui se présente comme suit pour tout  $D_*$  :

$$W_s = \frac{v}{d_{50}} [(\mathbf{10.36^2} + \mathbf{1.049D_*^3})^{1/2} - \mathbf{10.36}] \quad \text{Eq I-45}$$

$$D_* = \left[ \frac{g(\Delta-1)}{v^2} \right]^{1/3} d_{50} \quad \text{Eq I-44}$$

D'autres formules pour le sédiment naturel existent telles que la formule proposée par (Ahrens, 2000) et utilisé dans Petra (SMC) qui s'exprime en fonction de  $\vartheta$ ,  $d$  et  $A$  l'index de flottabilité d'archimed.

$$W_s = C_l \frac{\Delta g d^2}{\vartheta} + C_t \sqrt{\Delta g d} \quad \text{Eq I-46}$$

Le terme  $C_l \frac{\Delta g d^2}{\vartheta}$  est associé à un flux laminaire,  $C_t \sqrt{\Delta g d}$  est associé à un flux turbulent,  $C_l$  et  $C_t$  sont des coefficients qui s'exprime comme suit :

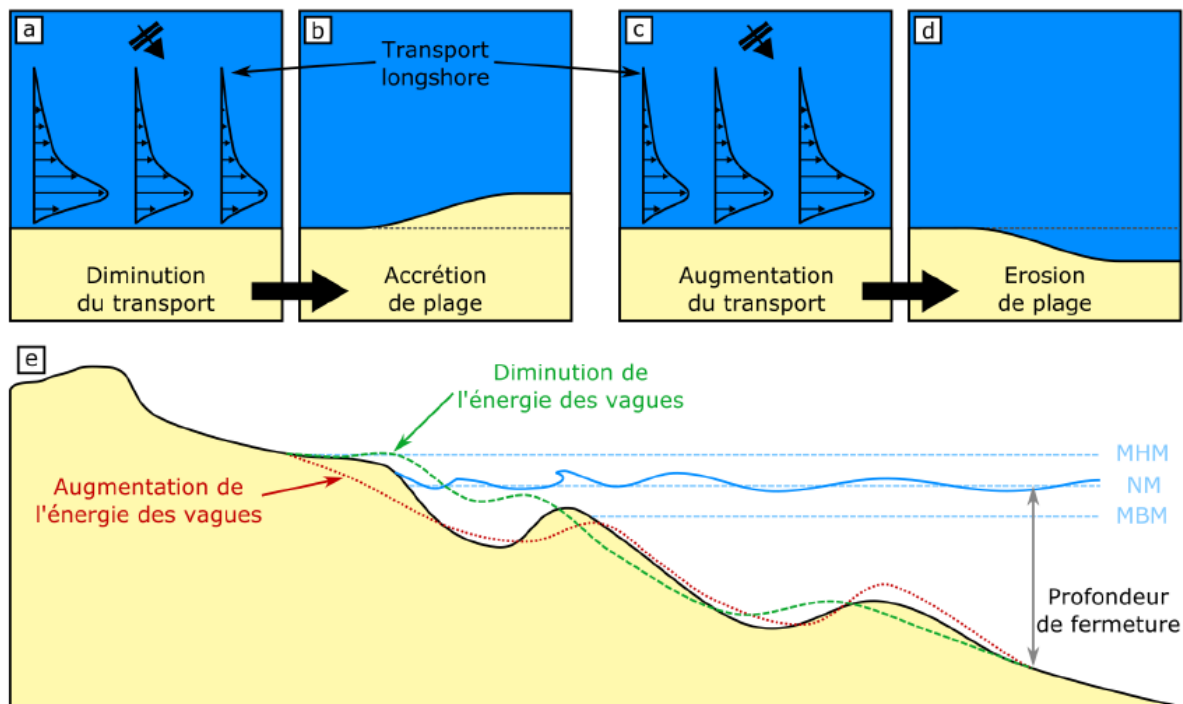
$$C_l = 0,055 \tanh \left( 12A^{-0,59} \exp(-0,0004A) \right) \quad \text{Eq I-48}$$

$$C_t = 1,06 \tanh \left( 0,016A^{0,5} \exp(-120/A) \right) \quad \text{Eq I-49}$$

$$A = \frac{\Delta g d^3}{\vartheta} \quad \text{Eq I-50}$$

### 1.6.2 Érosion et évolution des plages

L'érosion est définie selon (Van Rijn, 1993) comme étant le processus de mobilisation ou d'arrachement du patrimoine sédimentaire de sa source d'origine ou de son site de dépôt. Ce dernier s'effectue par la présence d'un gradient de transport longshore ou cross shore (Robinet, 2017), tel qu'il est présenté dans la figure 1-3



**Figure I-8: a-d Évolutions caractéristiques d'une plage en vue de dessus en réponse à un gradient négatif (a, b) et à un gradient positif (c, d) de transport sédimentaire longshore. e Évolutions caractéristiques d'un profil type (ligne continue noire) de plage barrée soumise à une augmentation (ligne en pointillés rouge) ou une diminution (ligne en tirets verts) de l'énergie des vagues incidentes. (Robinet 2017).**

L'évolution des plages est principalement contrôlée par les processus longshore sur le moyen et long-terme (de la décennie au siècle) (Robinet, 2017); le transport longshore (parallèle à la côte) est due principalement à deux processus qui se produisent simultanément à savoir, dans un premier temps, le déferlement rapide des ondes génère une turbulence qui cause la mobilisation du sédiment puis le courant induit par le premier processus met à son tour le

sédiment en suspension le long de la côte (Benassai, 2006). Alors qu'à plus court-terme (de l'heure à quelques années) elle est essentiellement dominée par les processus cross-shore (Castelle et al., 2014) in (Robinet, 2017).

# **Chapitre II : Présentation du contexte d'étude**

Dans ce chapitre ; nous allons définir le caractère général de nos zones d'études qui aura pour but la caractérisation de l'unité étudiée et la connaissance d'une partie des conditions génératrices de ces éléments.

Nous procéderons par une analyse de leurs caractéristiques naturelles afin de définir leur contexte d'évolution en commençant par une description géographique en évoquant le cadre socio-économique et l'anthropisation induite, il consiste en un axe important auquel ce travail de thèse doit répondre pour assurer la durabilité de ces environnements ; ensuite une caractérisation du cadre géologique, hydrologique et climatique des côtes d'intérêt. Ce volet va contribuer à définir les forçages et conditions environnementales provoquant les tendances dynamiques à l'érosion ou l'accrétion, au transport ou à la sédimentation.

### II.1 Géographie

Dans la cadre de cette thèse, les zones d'intérêts se situent dans l'Algérois qui s'étend de Cherchell à Dellys. Leclair (1970), dans ses travaux, a subdivisé cette région en deux parties, Alger Ouest (baie de Bousmail nommée autre fois baie de Castiglione) et Alger Est (baie de Zemmouri appelée autre fois baie de Courbet). Il décrit le plateau continental algérois comme étant des plus étroits à pente régulière et se réduit au pied des massifs littoraux. Sur une échelle plus importante ; la marge continentale algérienne s'étend en moyenne sur une largeur de 24 km, avec un plateau continental d'une largeur de 7 km, ce dernier se singularise par sa pente continentale avec une moyenne supérieure à 10°.

Dans notre cas d'étude, l'unité morphologique à laquelle nous nous intéressons est la plage sableuse. Les 3 sites retenus sont des plages de type : plage ouverte pour le rivage de Boumerdès (située entre E3°28'30'' - E3° 27'21.6 '' et correspond à la latitude N36° 46'0.48 '') qui illustre bien le cas où la dérive littorale charrie des sédiments se déposant en partie, constituant une plage ouverte vers la mer qui s'appuie sur des pointements rocheux, le Rocher Noir à l'Est et les affleurements rocheux à l'ouest (figure II-1) ; et de type plage de fond de baie pour le cas des plages de la baie d'El-Djamila qui s'étend du port de Sidi Fredj 2° 50'54.744 '' Est et 36° 45'43.092 '' Nord vers Ras Acrata (port d'El-Djamila) 2° 53'42.792 '' Est et 36° 48'5.796 '' et la plage d'el Hamdania selon la typologie des plages proposées par (Paskoff, 1993).

Le littoral algérois présente un atout considérable qui doit être géré d'une manière raisonnable en vue d'un développement durable et c'est ce qui a été visé par le PAC (PNUE-PAM, 2005a, b; PNUE/PAM/CAR/ASP, 2006). Le site d'intérêt de Boumerdès est une plage qui longe le front de mer, elle a fait objet d'une étude de protection en 1999 suite à une érosion ayant endommagé la voie automobile (LEM). Dans la partie Ouest ; un mur de soutènement a été construit au bas du jardin public de la cité des 800 logements. Le site connaît une urbanisation accrue depuis le séisme de Boumerdès en 2003, ces dernières années la ville connaît donc une augmentation de la population ce qui fait d'elle une destination prisée. En été ; 6 à 7 millions d'estivants passent chaque année sur les plages de Boumerdès (CES-MED, 2015), actuellement la côte accueille la construction d'un hôtel à 30 m de la plage du front de mer et à la limite d'oued Tatareg. Boumerdès a comme principaux atouts : Paysages terrestres, pêche, Herbiers sous-marins, espèces remarquables, paysages marins et sous-marins rares (PNUE-PAM, 2005a).

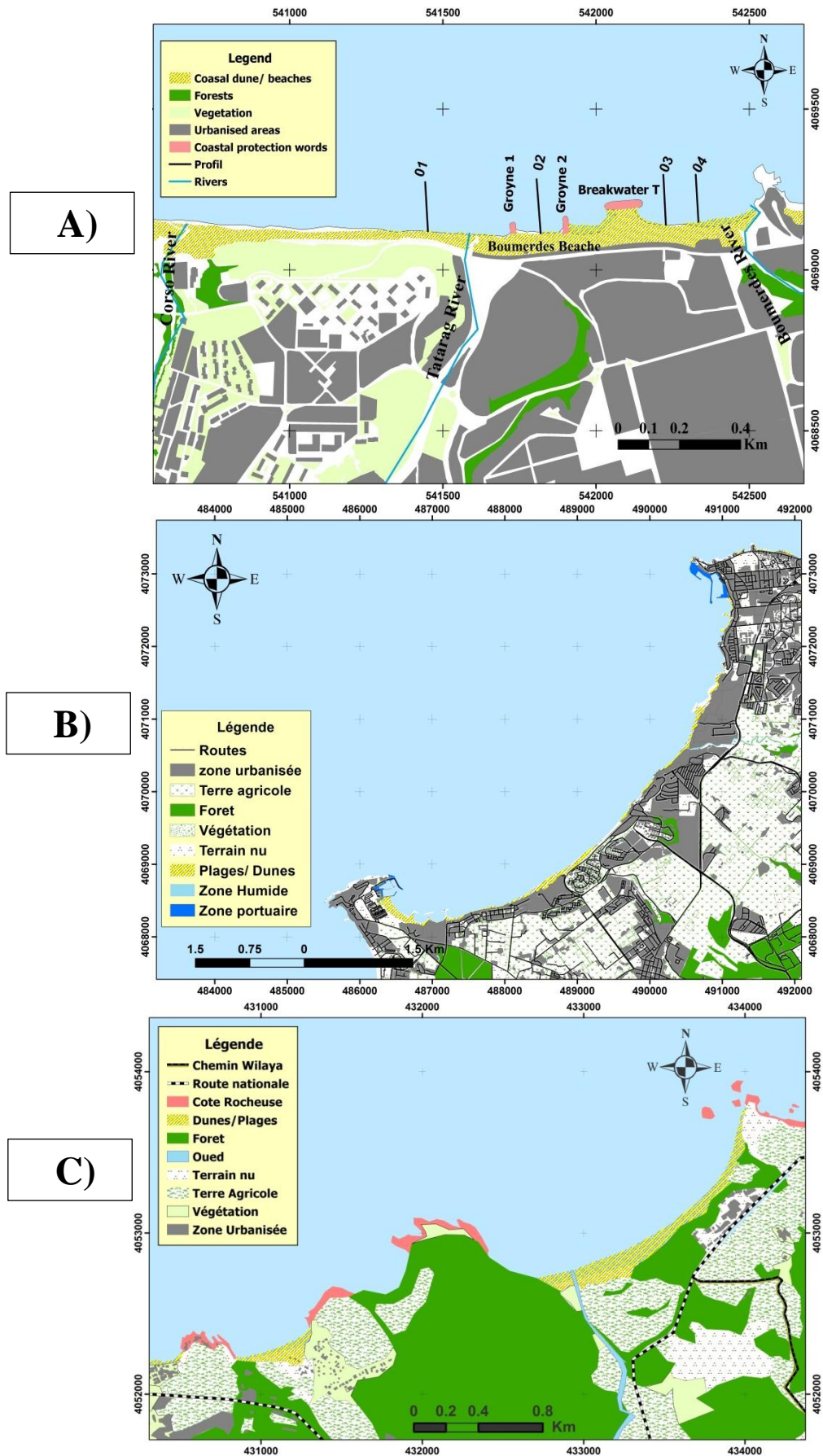


Figure II-1 : Cartes de positionnements et occupation du sol des trois sites d'études : A) la plage de Boumerdes ; B) Baie d'El-Djamila ; C) plages d'El Hamdania.

La baie d'El-Djamila est une zone touristique ayant une importance historique et socio-économique. La baie d'El-Djamila a tout d'abord observé l'aménagement du port de la presque île de Sidi Fredj, existant déjà depuis 1903 à l'ouest de la baie, abrite l'un des complexes touristiques les plus importants du littoral algérien, l'Est de la baie est délimité par le Cap Ras Acrata sur lequel s'adosse le port d'El-Djamila. Sur le linéaire central de la baie des résidences, certains pieds dans l'eau, et des hôtels ont été implantés, cette densification urbaine abritant plus de 150000 habitants (Daoudi and Guendouz, 2010) a mené à la disparition d'un système dunaire, l'érosion des plages a mené à la construction des ouvrages de protection durs au niveau de la plage El Riad (recul de 46 m entre 1955-1999(PNUE-PAM, 2005a)), l'immersion d'une batterie de 8 géotubes au rivage du Club des pins et bien avant le rallongement du musoir de la digue principale du port de plaisance de Sidi Fredj. La baie d'El-Djamila a comme principaux atouts des paysages terrestres, plages, port, pêche, Herbiers sous-marins, espèces remarquables, archéologie sous-marine, sites historiques, paysages marins et sous-marins rares

La plage El-Hamdania ou bien connue sous le nom des 3 îlots est d'une largeur de 50 m et une longueur de près de 2 km et la plage d'oued el Ballaa d'une longueur de 550 m et une largeur de 40 m, elles constituent un rivage encore vierge, elles connaissent actuellement une anthropisation par la construction du grand port central. La plage est limitée par des formations rocheuses, abritant à l'est des ruines romaines ; la plage s'adosse à de petites formations dunaires qui la séparent des terres agricoles se trouvant au pied d'un relief montagneux. La zone a comme principaux atouts : Paysages terrestres, falaises et tombants, Archéologie sous-marine, sites historiques, îlot. Et ce qui a fait d'elle le site d'implantation du futur port centre est sa morphologie sous-marine régulière qui sera décrite ultérieurement.

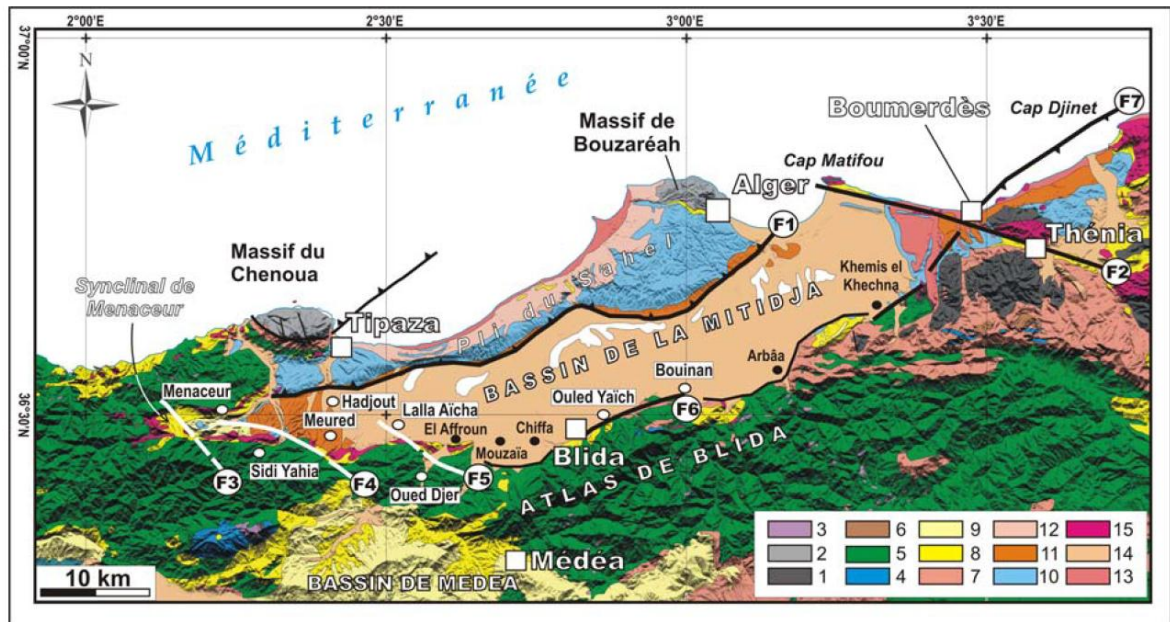
### II.2 Contexte géologique

La description géologique de la côte algérienne a été décrite dans les travaux de (Leclaire, 1970) et plus récemment dans les travaux qui ont découlé de la campagne MARADJA (MARge Active d'el DJAzair) (Deverchere, 2003).

Le littoral algérois fait partie de la chaîne magrébine ; sur l'échelle méditerranéenne (Domzig, 2006) ; résultante de la collision des kabyliques à l'Afrique au miocène 20 M.a.(Leclaire, 1970). Sur l'échelle locale ; l'Algérie ; le littoral algérois est dans le domaine des kabyliques et s'adosse sur la plaine de la Mitidja (Harbi et al., 2007) ; comprenant, d'ouest en est, les massifs du Chenoua de Bouzereah et la Grande Kabylie. Ils sont composés de socles métamorphiques cristallophylliens paléozoïques principalement des gneiss âgés de 480 M.a. à 300 M.a. selon des datations Rb-Sr effectuées par J. Sonet, in Durand-Delga, 1969 in (Domzig, 2006).

Au niveau de la plage d'el Hamdania, nous retrouvons à l'Est trois affleurements rocheux, plus communément désignés les 3 îlots ; ce sont des roches magmatiques, volcaniques du miocène moyen (16,6 M.a. -11,5 M.a.) représentées par des andésites, des basaltes, des dacites et des rhyolites. En allant vers le centre de la plage, les 3 îlots sont adossés à une formation alluviale récente interceptée par une section de flysh formé en profondeur au secondaire, orientée E-W, et mis en place en éocène (55 M.a. -33 M.a.) suite au changement de régime tectonique ayant engendré la subduction de la Tethys. Parallèlement à ces formations, la zone de transition terre-mer est une plage à sédiments du Quaternaire marin (Guemache, 2010).

Le cap blanc ; à l'ouest de la plage ; est une formation volcanique du miocène moyen de même nature que les trois îlots.



**Figure II-2 : Carte géologique (sur relief, données topographiques SRTM-3) du bassin de la Mitidja et ses environs.** 1 : Terrains métamorphiques ; 2 : Socle primaire ; 3 : Trias ; 4 : Jurassique ; 5 : Crétacé ; 6 : Éocène ; 7 : Oligocène ; 8 : Miocène anté-nappes ; 9 : Miocène post-nappes ; 10 : Pliocène ; 11 : Villafranchien ; 12 : Calabrien ; 13 : Quaternaire marin ; 14 : Quaternaire continental ; 15 : Magmatisme indifférencié. F1 : Faille du Sahel ; F2 : Faille de Thénia ; F3 : Faille de Menaceur – Sidi Yahia ; F4 : Faille de Hadjout – Meurad ; F5 : Faille d'Oued Djer – Lalla Aïcha – F6 : Faille d'Ouled Yaïch – Bouinane ; F7 : Faille de Boumerdès (Guemache et al., 2010).

La baie d'El-Djamila fait partie des grands plis du Sahel d'Alger qui s'appuie au nord sur le massif de Bouzereah. Le Sahel est constitué principalement de conglomérats, molasse et marne pliocène et miocène (BRGM, 2012), les plages sableuses de la baie sont constituées d'un dépôt quaternaire marin selon la carte structurale de la région d'Alger dans les travaux de (Domzig, 2006; Guemache, 2010; Yelles et al., 2009). Les affleurements de la presque île de Sidi-Fredj sont un prolongement de l'important ensemble cristallin de la grande Kabylie (Leclaire, 1970)

Le rivage de Boumerdès se caractérise par une côte aux aspects variés : côte rocheuse par endroit qui se constitue d'une structure métamorphique, Gneiss et micaschiste tel que le rocher noir à l'Est et par l'affleurement rocheux un peu plus à l'ouest de oued Tatareg. Au centre ; se présente une côte sableuse d'une structure villafranchienne (caillouttis) ou coule oued Tatareg à travers une vallée de terrain sablo-limoneux. Quant à la couverture sédimentaire est de nature sablo-argileux de l'ère quaternaire (Mezouar, 2009). On mentionne aussi la présence de dunes embryonnaires à l'Est d'oued Corso. Le paysage actuel de l'ensemble des trois (03) zones se présente sous forme d'accumulation du quaternaire (Figure II-2) (Boutiba and Guendouz, 2006; Domzig, 2006).

### II.3 Cadre Climatique

Le Nord algérien connaît un climat méditerranéen sub-humide, il se caractérise par des étés chauds et secs, des hivers humides et frais. Les vents humides de la mer sont à l'origine des pluies débutantes de l'automne jusqu'au printemps, le climat algérien est aussi marqué par les vents Sirocco qui provoquent les tempêtes en mer ainsi que l'augmentation des températures accompagnées de conditions sèches et poussiéreuses (The World Bank Group,2020). Le climat algérien a connu un changement important lors de ces trente dernières (CES-MED) années très visibles en variations des températures et en pluviométrie (Figure II-3).

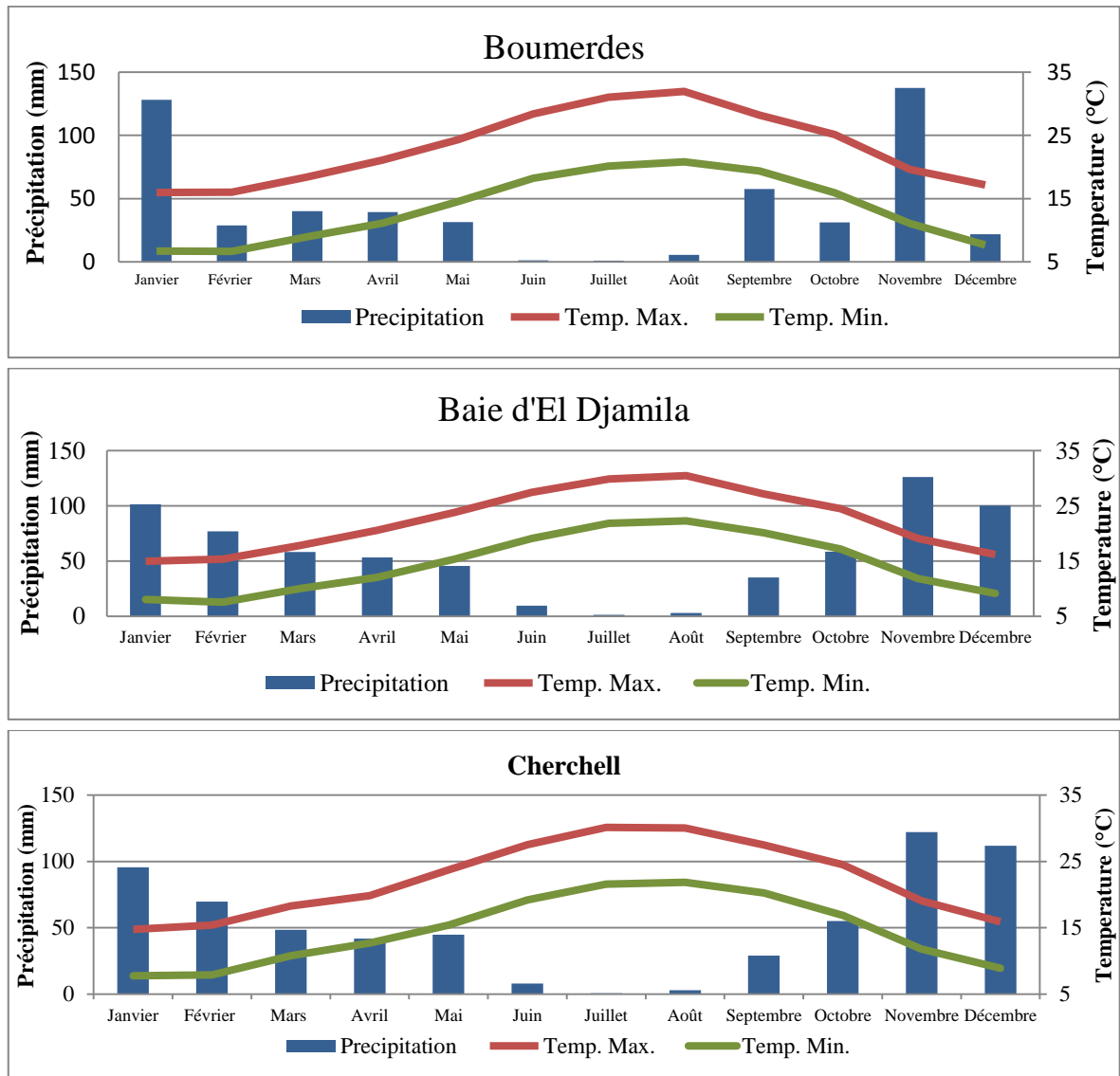


Figure II-3 : Températures et Pluviométries mensuelles moyennes de l'Algérie (Hegewisch and Abatzoglou 2020)

### II.3.1 La température :

La température est un facteur climatique qui intervient dans la dynamique sédimentaire. L'augmentation de la température assèche le sédiment, c'est ce qui facilitera son déplacement en amont ou en aval de la plage (Ayadi, 2016; Boutiba, 2006).

Les températures annuelles moyennes augmentent en Algérie, la température moyenne est de 22,7 °C (1901-2016) (World Bank), les températures les plus élevées sont enregistrées entre le mois de juillet et d'août. La variation entre les maxima et les minima sont de l'ordre de 10 °C (figure II-3).

### II.3.2 Les pluies :

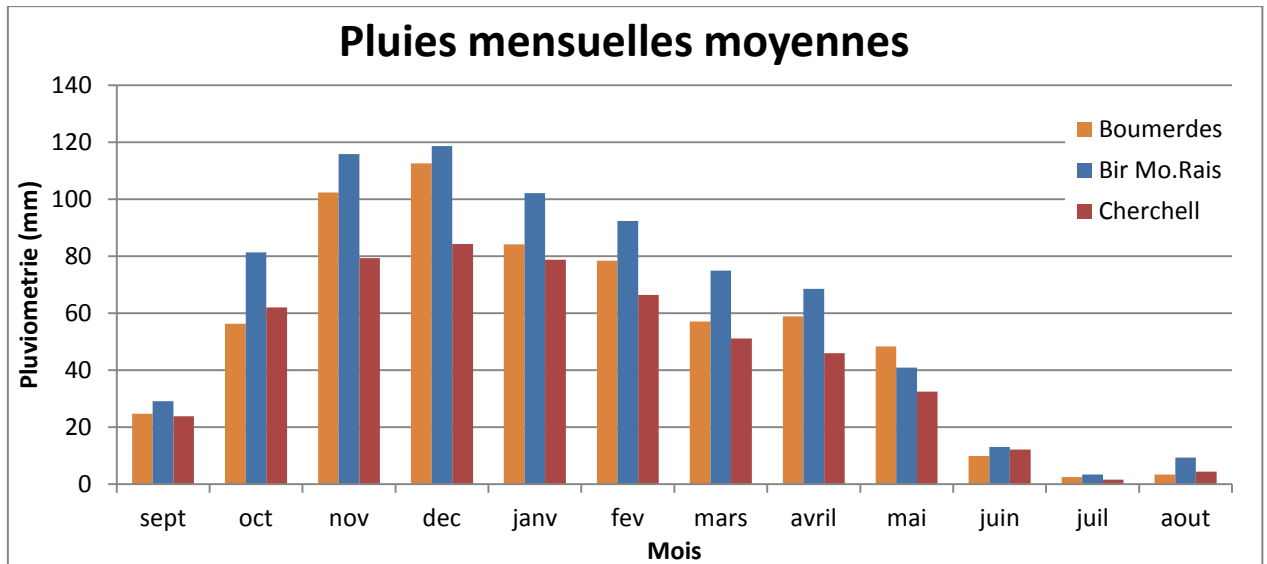
Les données pluviométriques ont été acquises auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H.). Dans la zone de Cherchell, la série de données de 103 ans présente des lacunes principalement entre 1919 et 1931. L'histogramme des pluies annuelles cumulées pour chaque année (annexe) récapitule le climat pluviométrique de 1906 à 2013, nous observons que l'histogramme se présente en forme de dents de scie ce qui laisse apparaître un certain cycle dans le régime pluviométrique. Les pluies annuelles moyennes sur la zone de Cherchell et la baie d'El-Djamila sont de l'ordre de 550 mm (A.N.R.H., 2005).

Au niveau de Boumerdès, les données issues de la station 020647 couvrent la période entre 1985 et 2013. Nous remarquons à partir de l'histogramme en annexe qu'au cours de ces 10 dernières années les pluies sont plus importantes avec une moyenne de 750 mm, par rapport à la précédente décennie, l'observation sur la carte des pluies moyennes annuelles présente des variations entre 600 mm et 700 mm, la carte présente les moyennes de données entre septembre 1965 à août 2002(A.N.R.H., 2005).

Pour l'ensemble des stations, nous remarquons que le minimum des pluies est enregistré au mois de juillet et le maximum est enregistré au mois de décembre d'après les pluies cumulées au niveau des stations de l'ANRH (Figure II-4) et le mois de novembre pour les données acquises à partir de la base de données Climate toolbox (<https://climate.northwestknowledge.net>) (Hegewisch and Abatzoglou, 2020) (Figure II-3).

Sur la figure II-4, nous observons que la station de Bir Mourad Raïs cumule plus de pluies, ce qui est dû au fait que l'altitude de la station soit plus importante que celle des autres ; sur la carte des pluies moyennes annuelles sur le nord de l'Algérie (A.N.R.H., 2005) nous remarquons que la pluviométrie diminue en allant de l'Est vers l'Ouest.

Il est aussi important de dire que les événements exceptionnels sont de plus en plus importants ou nous observons des épisodes singuliers de fortes crues ce qui ne favorise guère l'enrichissement du réservoir hydrique ni l'apport continu des sédiments vers les plages.



**Figure II-4 : les pluies mensuelles moyennes pour chacune des stations de l'ANRH Boumerdès, Bir Mourad Rais et Cherchell (A.N.R.H, 2019)**

### II.3.3 Hydrologie

La connaissance des tendances comportementale des cours d'eau est fondamentale car ils impactent fortement l'apport de sédiments au littoral (Quinquis, 2017). Ils constituent l'une des sources qui interviennent dans le bilan du budget sédimentaire comme ça a été cité et schématisé dans les travaux de (Rosati, 2005).

Les trois zones d'études font partie du grand bassin versant algérois ; chaque site appartient à un sous bassin versant, d'Ouest en Est, Cherchell fait partie du sous bassin versant numéro 3, la baie d'El-Djamila du sous bassin numéro 5 et Boumerdès du sous bassin versant numéro 6 (A.N.R.H., 2004).

Les côtes d'intérêts sont traversées perpendiculairement par des cours d'eau qui prennent sources plus au Sud dans les bassins versants pour déverser dans la mer méditerranéenne. En commençant d'Ouest vers l'Est, au niveau de la plage d'El Hamdania a Cherchell, Oued El Hachem déverse avec un débit liquide d'une moyenne de  $0,46 \text{ m}^3/\text{s}$  dans la période sèche et une moyenne de  $1,94 \text{ m}^3/\text{s}$  en période de crues (A.N.R.H 2019), les valeurs maximales des moyennes mensuelles ont été enregistrées pour les mois de janvier, février et mars (Figure II-5).

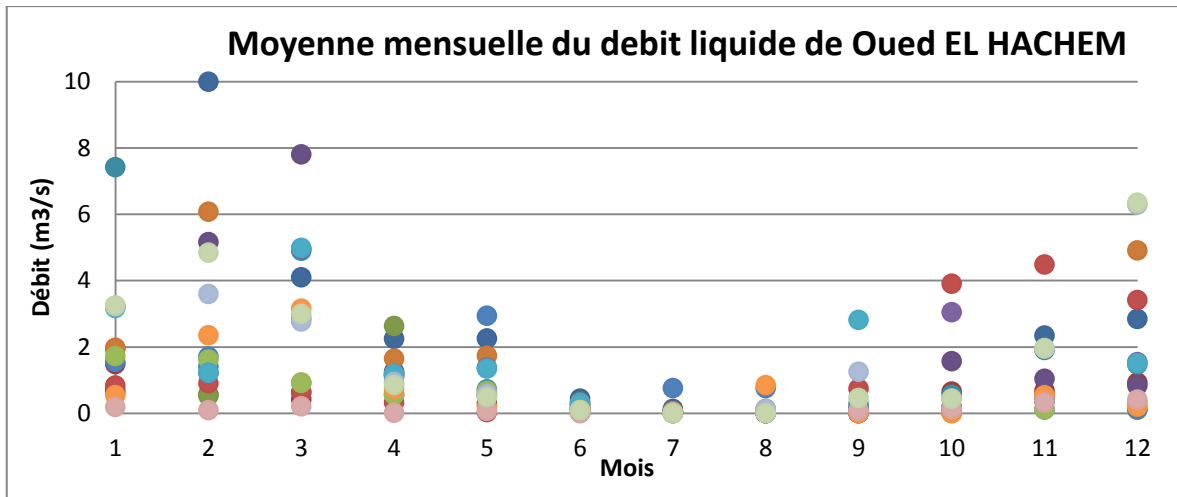


Figure II-5 : Moyennes des débits liquides (1974-1988) (ANRH, 2019)

L'estimation du débit solide résulte du traitement des données fournies par l'A.N.R.H ; ces derniers se présentent en série temporelle avec beaucoup de lacunes et ne couvrent que les périodes suivantes (Figure II-6) : fin 1978 (40 mesures), début 1979 (75 mesures), fin 1984 (27 mesures), 1985 (50 mesures), 1986 (56 mesures). Les données ont été moyennées par saison ; le débit solide au niveau d'oued Hachem est de l'ordre de 90,96 kg/s en hiver, au printemps 334,65 kg/s, en automne 622,18 kg/s et en été il n'y a que 2 mesures effectuées la journée du 02 juin 1986 qui font la moyenne d'un débit de 85,6 kg/s.

Le seul oued qui se déverse au niveau de la baie d'El-Djamila est l'oued Beni Messous qui prend source dans le grand Cheraga, il débouche sur la plage les dunes (actuellement El Bahdja). Son bassin versant présente un réseau hydrographique dense avec une prédisposition naturelle à générer des phénomènes de crue rapide (Menad, 2012), le débit a été estimé à 0.245 m³/s (Houma-Bachari, 2009)

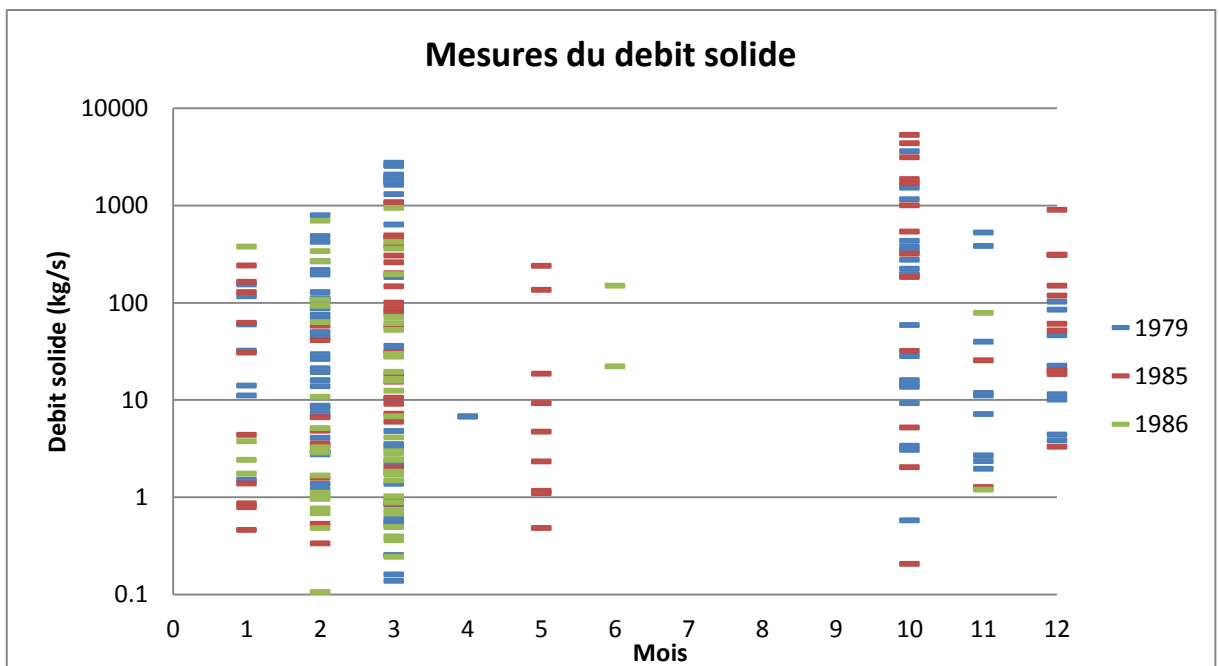


Figure II-6 : Débit solide mesuré pour l'Oued Hachem (A.N.R.H., 2019)

Quant à la plage de Boumerdès, elle est traversée par 3 oueds, le plus important est oued Corso à l'ouest, Tatareg au centre et Oued Boumerdes à l'Est qui se déverse au pied du rocher noir. Il a été observé dans les travaux de (Leclair, 1970) la non-mention de l'oued Tatareg. L'estimation moyenne du débit avec lequel déversent les oueds n'est disponible que pour oued Corso et Oued Boumerdes avec une valeur, respectivement, de  $0.57 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $0.25 \text{ m}^3/\text{s}$  (Bouhmadouche, 2012), pour le débit solide annuel moyen (Bouakline, 2009) rapporte qu'il a été estimé par l'A.N.R.H. entre (1986-1992) pour les deux oueds précédemment mentionnés avec des taux respectifs égaux à  $0.11 \text{ Mm}^3/\text{s}$  et  $0,02 \text{ Mm}^3/\text{s}$ .

### II.4 Facteurs hydrodynamiques

Dans la présente étude, les séries temporelles utilisées qui décrivent l'état de la mer au large proviennent de la base de donnée Infoplaza disponible sur [www.waveclimate.com](http://www.waveclimate.com), la série temporelle est constituée de 78896 observations couvrant la période entre 01 janvier 1992 jusqu'en 31 décembre 2018. Les données se présentent sous forme tabulaire avec un pas de temps de 3 heures incluant la vitesse du vent, la direction du vent, la hauteur significative, sa direction, la période moyenne... etc., la base de données est construite à partir de simulations rétrospectives, ajustées et calibrées par rapport aux bouées par les satellites (Groenewoud et al., 2017).

Une partie du traitement statistique s'est effectué en utilisant un outil d'analyse statistique développé à l'Institut d'Hydraulique de Cantabria (IHC) ; cet outil nous permet de générer des roses, de dresser des tables d'occurrences en choisissant les abscisses et les ordonnées.

#### II.4.1 Le Vent

La dynamique éolienne est un élément essentiel dans la morphogenèse de la frange littorale (Suanez, 1997). Le vent intervient directement dans le transport des sédiments secs et indirectement dans le transport du sédiment marin, suite à la génération des vagues par le vent, la connaissance de son régime est donc primordiale.

Sur l'ensemble du littoral algérois, nous observons que les vents dominants sont de deux secteurs opposés ENE et WSW qui se caractérisent par des vitesses de vent considérables ; les vitesses de vent les plus observées (65 %) sont inférieures à 6 m/s, 30 % sont entre 6 à 12 m/s et 5 % des vents enregistrés au large sont supérieurs à 12 m/s pouvant atteindre le 24 m/s. La période hivernale est dominée par les vents d'Ouest (WSW-W) avec un maximum 24 m/s, générés par une différence de pression entre une dorsale anticyclonique sur le proche atlantique et minimum dépressionnaire (Jarry, 2009), à l'opposé ; en été ; les vents dominants sont de secteurs Est (NE-E et principalement ENE) avec des vitesses ne dépassant pas 12 m/s. la circulation au large de la côte algéroise répond au schéma général de la circulation atmosphérique en Méditerranée (Pinaridi and Masetti, 2000; Soukissian et al., 2018). Au printemps et en automne, les roses des vents présentent les mêmes tendances d'apparition des secteurs de vents et qui se rapprochent fortement du régime total des vents ; ou nous observons une importante variabilité des directions (Soukissian et al., 2018), les plus dominantes sont ENE et WSW.

La comparaison entre les données de vent des trois zones (figure II-7,II-8, II-9) ainsi que les cartes éditées par (Soukissian et al., 2018) a montré que la circulation atmosphérique moyenne, annuelle et mensuelle, au large d'El-Djamila fait face à des vitesses de vent plus importantes ; ceci étant due à la morphologie côtière et aux reliefs existants.

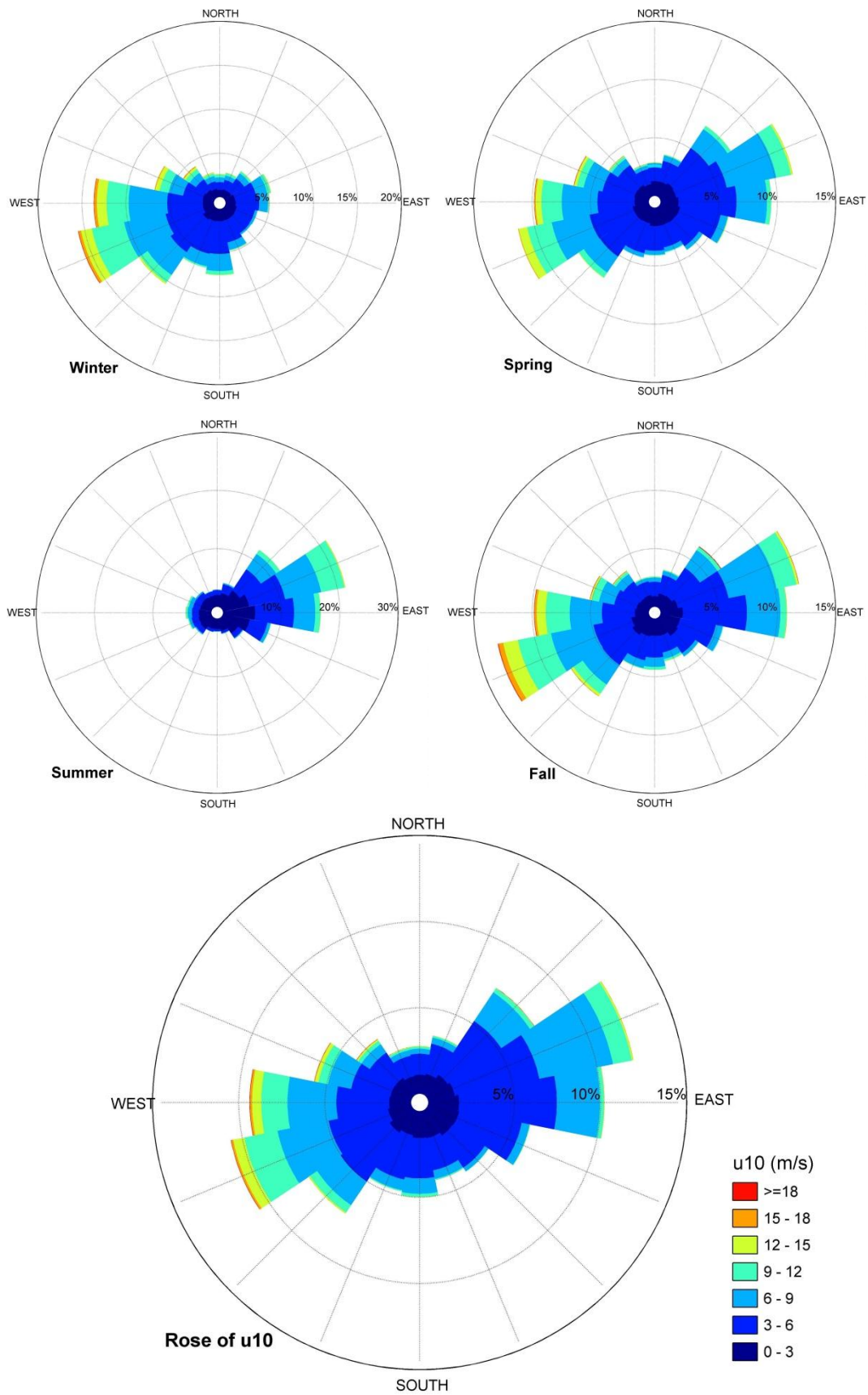


Figure II-7 : Rose des vents au large de la côte de Boumerdès (Infoplaza, 2017).

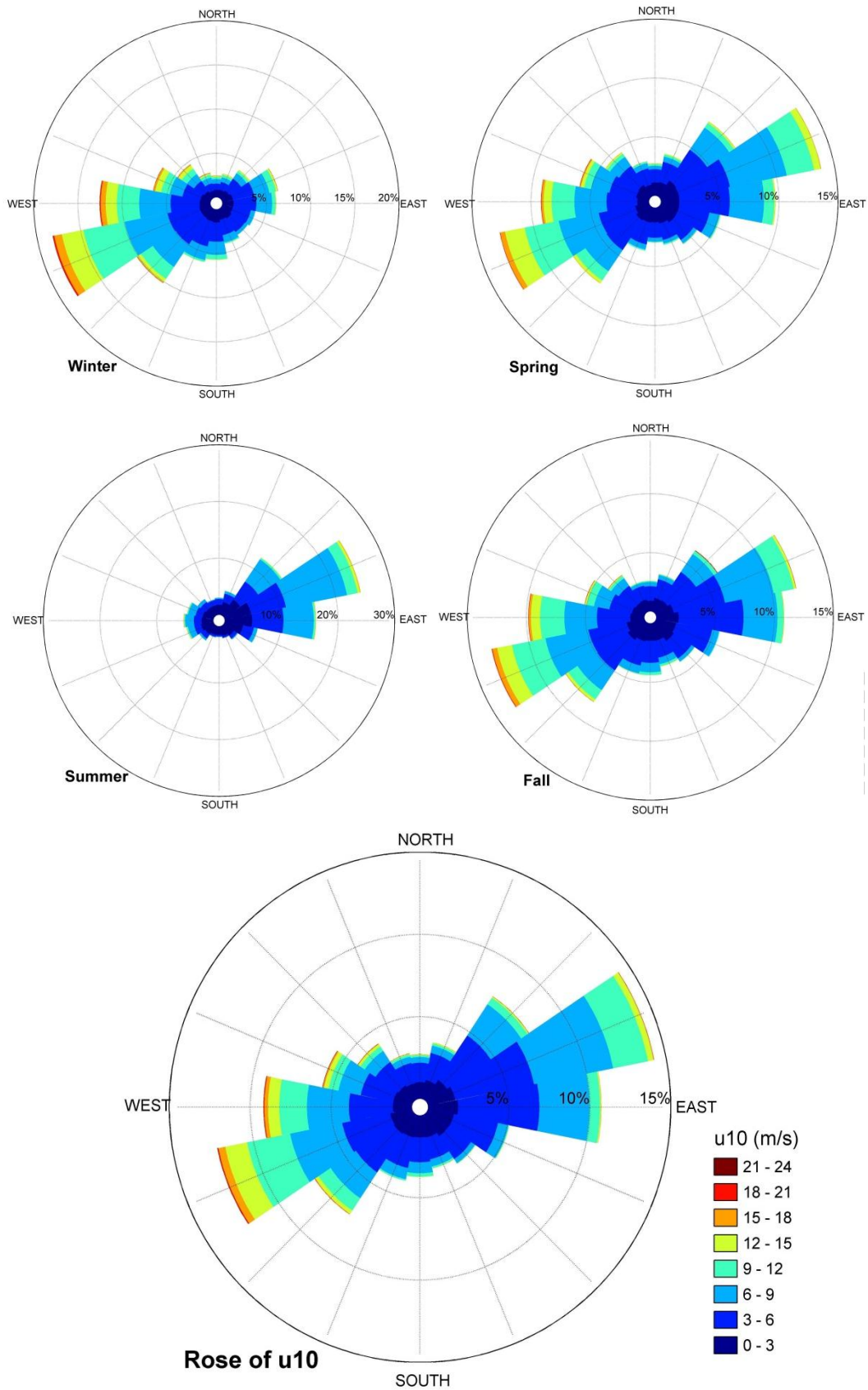


Figure II-8 : Rose des vents au large de la côte de la Baie d'El-Djamila (Infoplaza, 2017).

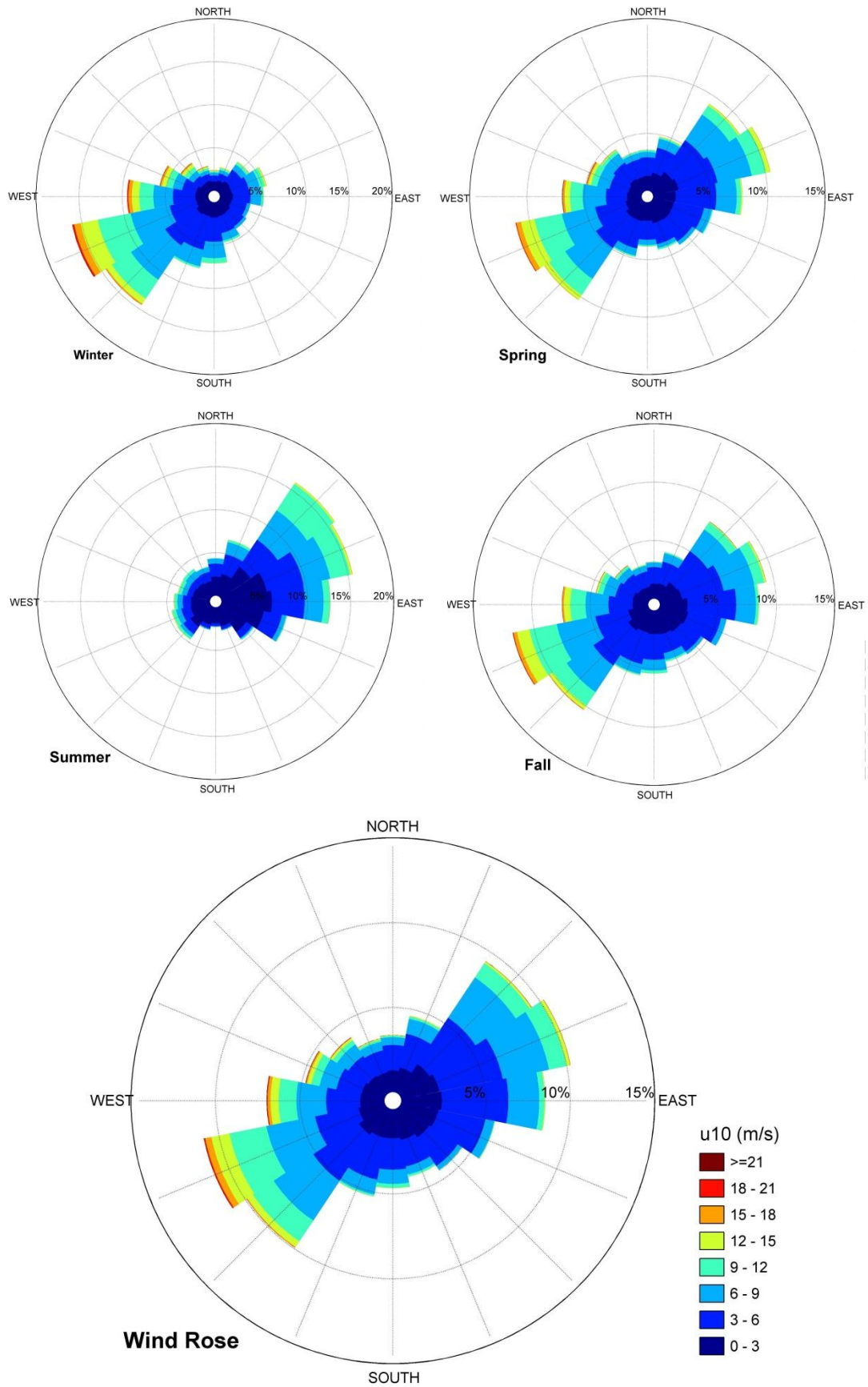


Figure II-9 : Rose des vents au large de la côte de Cherchell (Infoplaza, 2017).

## II.4.2 La Houle

La détermination des états de houles annuels représentatifs nécessite le traitement de données cohérentes sur une période importante. Schoonees (2000) (in Sabatier(2001)) a montré que des données de houles enregistrées sur cinq à huit ans sont exploitables pour des simulations de transport longitudinal à long terme.

Au large de la côte algérienne, les données de houle qui ont longtemps été utilisées sont issues des observations de navires entre 1969 et 1971 le SSMO ; mis à part cela les données de houles au large qui ont fait l'objet d'études récentes proviennent des bases de données issues de modèles validés et calibrés (Amarouche, 2019; Amarouche et al., 2019), Medatlas (Khalfani, 2014),(Boutiba, 2006), Infoplaza (Salem Cherif et al., 2019), SIMAR-44- (Al Sid Chikh, 2011). À la côte les données mesurées disponibles proviennent de l'ONSM (Office Nationale de Signalisation Maritime), les mesures ont été effectuées par des bouées Datawall non directionnelles dans les années 2000, les mouillages ont été effectués que sur quelques points sur le littoral algérien ; dans l'Algérois les points de mesure correspondent à Tipaza (entre aout 1994 et juillet 1995) et Matifou (d'Octobre 1998 jusqu'en septembre 1999).

Dans les travaux de Leclair (1970) ; le régime de houle observé dans l'algérois en 1962 se résume par une rose de houle annuelle, ou il est observé que les deux directions dominantes sont W.N.W et N.N.E. 80 % des houles WNW se produisent en hiver avec des périodes moyennes de 8 s et un pic de 13 s et une hauteur de houle moyenne entre 2 m et 3 m, lors de grandes tempêtes, les hauteurs peuvent atteindre 6 m. Le détail des régimes de houles sur une échelle locale est décrit dans ce qui suit.

L'analyse des données a montré qu'au cours de ces 28 dernières années, les paramètres de la houle moyenne au large de Boumerdès, El-Djamila et Cherchell sont respectivement 1,17m, 1,16 m et 1,08 m de hauteur avec une période pic moyenne 6,7s, 6,4 s et de 6,6 s, les directions de houles les plus fréquentes sont celle du secteur NE incluant le NNE et l'ENE par rapport au secteur O. La tempête du 8 mars 2007 enregistre des hauteurs maximales au large de la côte algéroise, elle correspond à une houle vigintennale.

### II.4.2.1 Houles Boumerdès

Au large de la baie de Zemmouri ; au cour la période étudiée (figure II-10), les houles fréquentes proviennent avec plus de 40 % du secteur NordEst (NE) (11N - 70N) et avec un peu plus de 15 % du secteur Ouest (O). Les houles NE présentent des hauteurs appartenant aux intervalles 0-1m et 1-2m ; 5 % des houles des 2 secteurs dominants ont une hauteur comprise entre 2 et 4 m. Quant aux périodes, ces secteurs présentent une tendance de variation majoritaire entre 6 s et 8 s et minoritaire entre 8 à 10 s. Les houles de secteur Nord à Nord Nord Est (340N-35N) montrent des intervalles de périodes importantes variant entre 8 et 10 s, 10-12s et parfois même supérieures. Le maximum observé est de 6,98 m de secteur NNW.

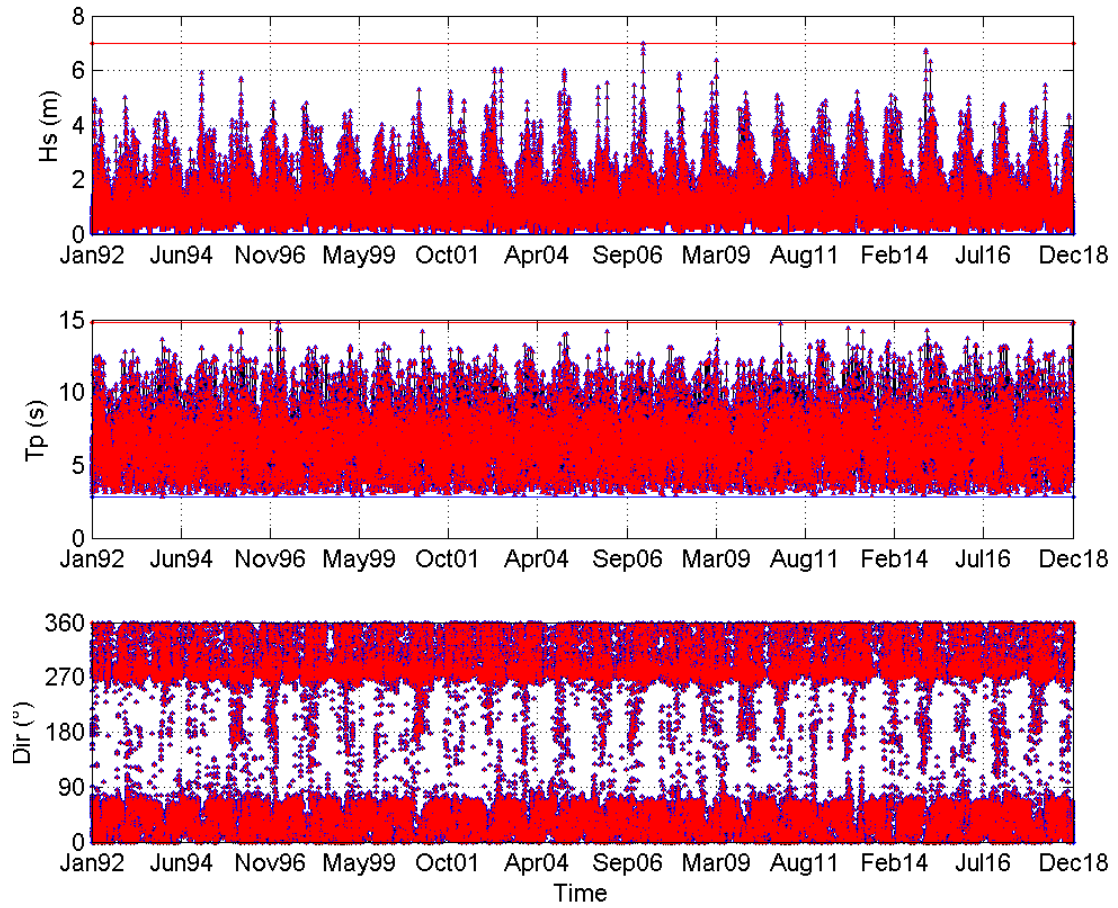
En hiver, les secteurs dominants sont le NNE, N, WNW et W avec des taux respectifs de 21 %, 14 %, 14 % et 19 %. La hauteur moyenne est de 1,25 m ; 75 % des hauteurs enregistrées

sont inférieures à 2 m dont 38 % inférieure à 1 m, la période moyenne en hiver est de 7,3 s ; 66 % des ondes ont une période inférieure à 8 s. La hauteur maximale enregistrée égale 6,73m de secteur N et date de décembre 2014, quant à la période maximale enregistrée égale les 14,8 s de direction N. La rose de houles du Mois de décembre et février se présente très ressemblante à la rose saisonnière (figure II.11 et figure I.12) ; pour le mois de janvier, un léger décroissement des fréquences d'apparitions du secteur NNE (18 %). Les hauteurs de houles varient pour les trois mois entre quelques centimètres jusqu'à dépasser les 6 m dans certains cas. Les moyennes des paramètres ( $H_s$  et  $T_p$ ) pour le mois de janvier, février et de décembre sont 1,24 m-7,1 s ; 1,26m-7,3s et 1,24 m-7,4 s.

Au printemps, les houles les plus fréquentes proviennent principalement de deux directions O et NE avec un pourcentage avoisinant les 19 %, les directions NNE, ENE et WNW sont aussi très fréquentes au printemps avec des pourcentages variant entre 12 à 17 %. On observe que la provenance des houles est majoritairement de secteur O. au mois d'avril ; le mois de mars enregistre la tempête du 08 mars 2007 avec une hauteur maximale de 6.98 m de direction Nord et pour lequel le secteur de houle dominant est le NNE avec un taux de 21 % suivi du secteur de direction O. (18 %) ; tandis que les houles au mois de mai présentent une incidence un peu plus importante pour des houles de direction ENE et NE, avec une hauteur maximale de 4.13 m. Nous remarquons même que l'aspect de la rose des houles du mois de mai se rapproche des roses décrivant l'état de la mer en été.

L'été enregistre des hauteurs de houles ne dépassant les 3 m que quelques fois durant les 27 ans pour atteindre un maximum de 3.61 m, 66 % des hauteurs sont inférieures à 1 m et 2 % dépassent les 2 m a, la moyenne est de 0,81 m. Concernant les périodes 89 % des houles ont une période inférieure à 8 s avec une moyenne de 5,7 s. Les houles sont principalement de secteur NE (30 %), ENE (27 %) et NNE (16 %). Les roses de houle du mois de juin, juillet et aout (figure II.12) présentent de fortes similarités avec la rose saisonnière (figure II-11), sauf qu'au mois de juin les fréquences d'apparition des houles de secteur ouest sont plus importantes.

L'automne enregistre au large du rivage de Boumerdès une dominance des houles de secteur O (16 %), NE (20.5 %), NNE (17 %), ENE (12 %) et WNW (12 %) (figure II.11) ; les hauteurs de houles et les périodes croient le long de la saison. La hauteur moyenne est de 0,94 m, 89 % des hauteurs sont inférieures à 2 m dont 55 % inférieures à 1 m ; la période moyenne est de 6,6 s, 78 % des périodes sont inférieures à 8 s. Au mois de septembre, les directions dominantes des houles sont le NE, ENE, NNE et l'O avec des taux respectifs de 28 %, 20 %, 18%et 16 %. 96 % des houles ont une hauteur inférieure à 2 m avec une moyenne de 0.86 m. Au mois d'Octobre, les houles de direction NNE deviennent plus dominantes (20 %), en plus des houles de secteur NE (17 %), secteur O (16 %) et ENE (13 %). La moyenne de la hauteur égale 0,86 m, 92 % des hauteurs sont inférieures à 2 m ; la période moyenne égale 6,6 s. Au large de Boumerdès ; le Climat de houle au mois de novembre observe une dominance des deux secteurs O et NNE avec 22 % suivi par le WNW a 14 %, la hauteur moyenne est de 1,18 m, 22 % des houles ont une hauteur supérieure à 2 m. Le maximum observé pour la hauteur est de 5,21 m de direction WNW. Pour la période, le maximum est de 13,3 s (NNW), la moyenne est de 7 s, 29 % des périodes sont supérieures à 8 s.



**Figure II-10 : Série temporelle de la période 1992-2018 décrivant les paramètres de la houle au large de Boumerdès (Hs, Tp, Direction) ( Infoplaza, 2017).**

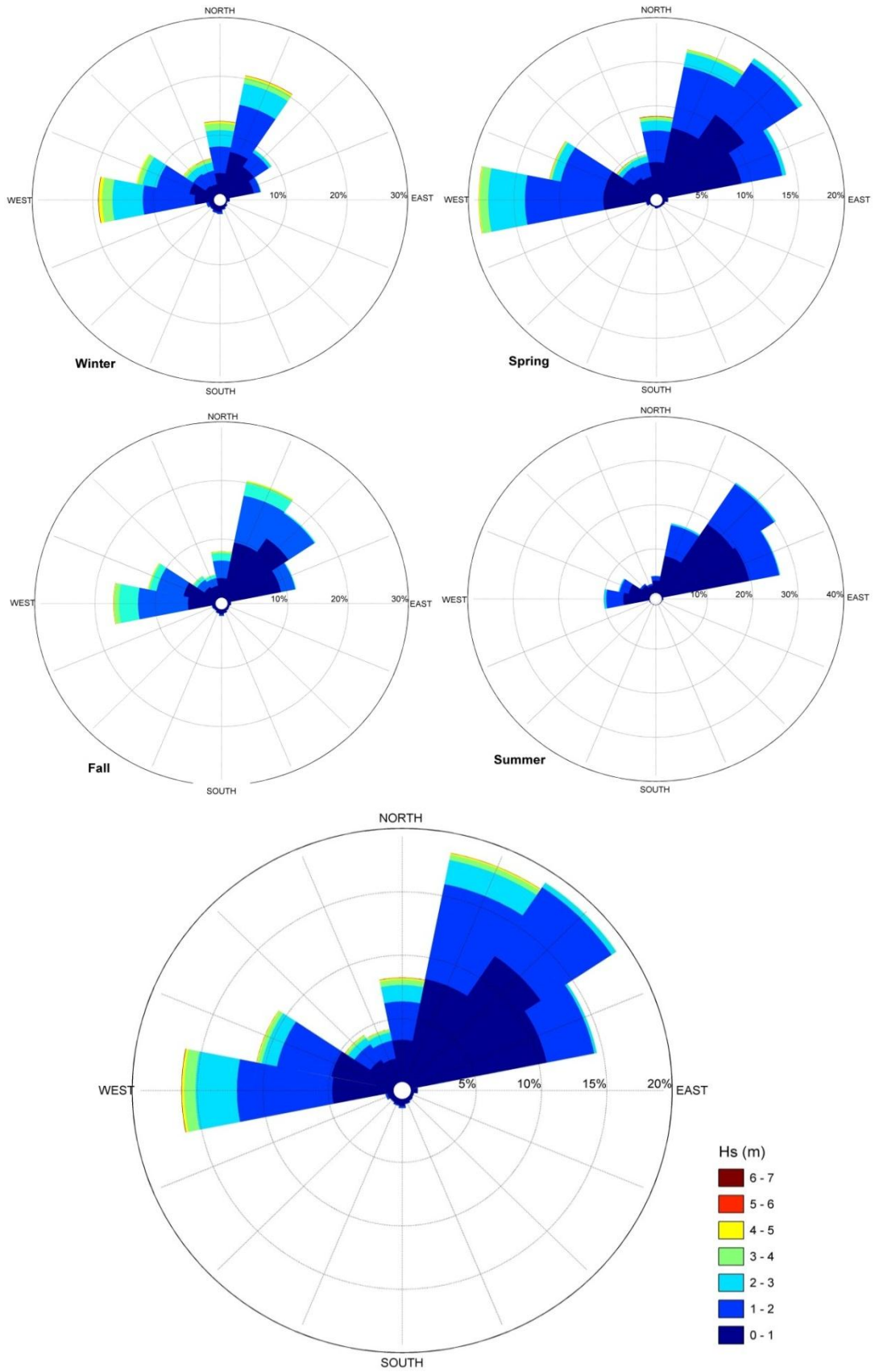
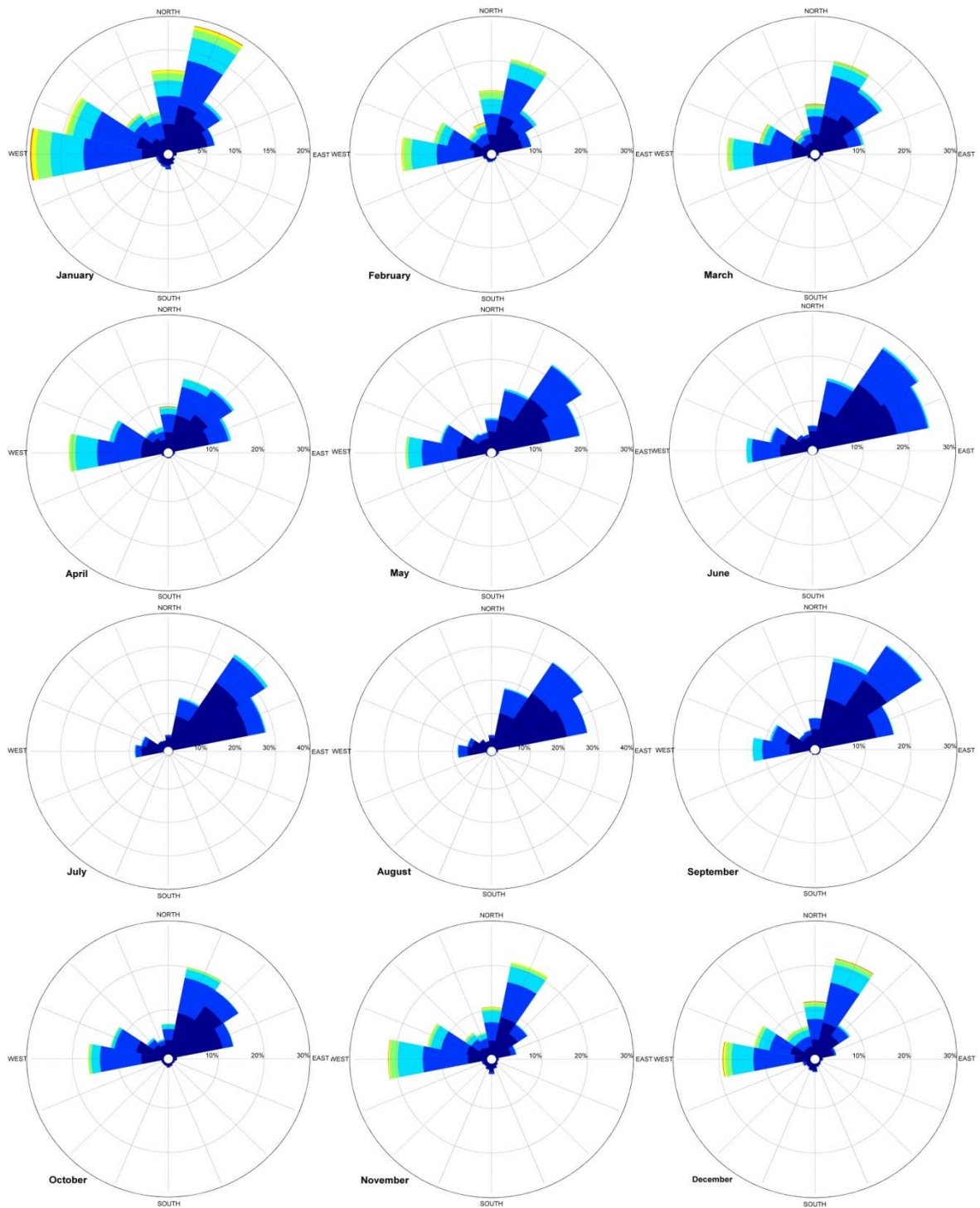


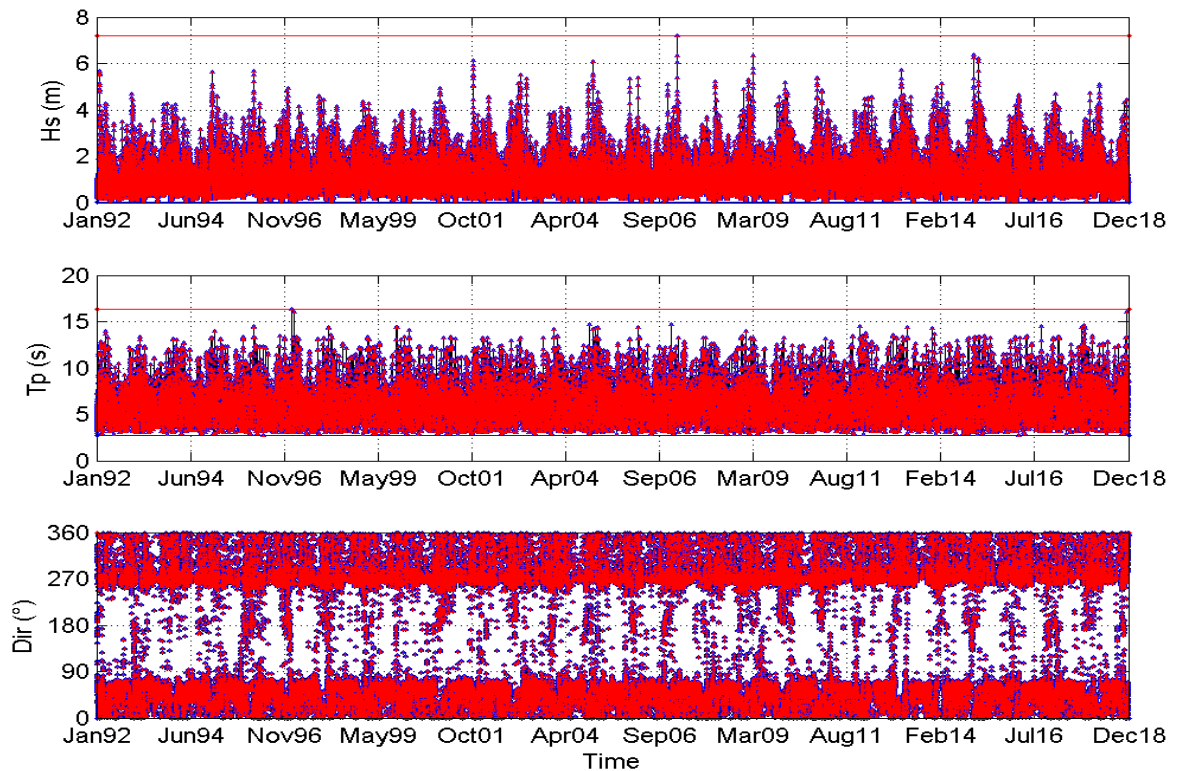
Figure II-11 : Roses saisonnières et totales des houles au large de Boumerdès (Infoplaza, 2017)



**Figure II-12 : Roses mensuelles des houles au large de Boumerdès (Infoplaza, 2017)**

#### **II.4.2.2 Houles El-Djamila**

Les 3 secteurs de houles dominants sont l'O, ENE et NE avec des taux respectifs de 22 %, 21 % et 20 %. La hauteur maximale enregistrée provient du secteur N (figures II-13, II-14).



**Figure II-13 : Série temporelle de la période 1992-2018 décrivant les paramètres de la houle au large d'El-Djamila (Hs, Tp, Direction) (Infoplaza, 2017)**

En hiver, les secteurs dominants sont le NE, NNE et W avec des taux respectifs de 12 %, 18,5 % et 24 %. La hauteur moyenne est de 1,21 m ; 77 % des hauteurs enregistrées sont inférieures à 2 m, dont 40 % inférieures à 1 m, la période moyenne en hiver est de 6,8 s ; 72 % des ondes ont une période inférieure à 8 s. La hauteur maximale enregistrée est égale 6,36m de secteur N, quant à la période maximale enregistrée égale les 16,3 s de direction N (figure II-13). Les roses de houles des mois de décembre et de janvier se présentent très ressemblantes à la rose saisonnière ; elles observent un léger accroissement des fréquences d'apparitions du secteur NNE et NE (figure II-15). Les hauteurs de houles varient pour les deux mois entre quelques centimètres jusqu'à dépasser les 6 m dans certains cas. Les moyennes des paramètres ( $H$  et  $T_p$ ) pour le mois de janvier et de décembre sont 1,18 m ; 6,7 s et 1,22 m ; 6,8 s. Au mois de février, les hauteurs de houles enregistrées sont plus faibles avec un maximum de 5,5 m ; pour la période, le mois enregistre le maximum hivernal. La hauteur mensuelle moyenne est de 1,2 m, 77 % des houles ont une hauteur inférieure à 2 m et 72 % ont une période inférieure à 8s.

Au printemps, les houles les plus fréquentes proviennent principalement de direction ouest avec un pourcentage avoisinant les 25 % ou les hauteurs de houles les plus présentes sont de 1 m à 2 m, le secteur W montre une fréquence d'apparition importante pour les houles de hauteurs supérieures à 3 m (figure II-14). Les directions NNE, NE et ENE sont aussi très fréquentes au printemps avec des pourcentages variant entre 12 à 20 %. On observe que la provenance des houles est majoritairement de secteur W au mois d'avril et au mois de mars qui enregistre la tempête du 08 mars 2007 avec une hauteur maximale à 7,21 m de direction Nord ; tandis que les houles au mois de mai présentent une incidence un peu plus importante pour des

houles de direction ENE et NE, avec des hauteurs n'excédant pas les 4 m. Nous remarquons même que l'aspect de la rose des houles du mois de mai se rapproche des roses décrivant l'état de la mer en été (fig. I.15).

En été, les secteurs dominants sont l'ENE et NE avec des taux respectifs d'environ 38 % et 27 %. Les hauteurs inférieures à 1 m représentent 65 % des hauteurs enregistrées et 3 % sont supérieures à 2 m, la hauteur moyenne en été est de 0,87 m. Les périodes des houles en été sont à 80 % inférieures à 8 s.

L'automne enregistre au large de la baie d'El-Djamila une dominance des houles de secteur O (23 %), NE (20 %), NNE (15 %), et ENE (17 %); les hauteurs de houles et les périodes croissent le long de la saison. La hauteur moyenne est de 0,93 m, 89 % des hauteurs sont inférieures à 2 m dont 55 % inférieures à 1 m; la période moyenne est de 6,2 s, 84 % des périodes sont inférieures à 8 s.

Au mois de septembre (figure II-15), les directions dominantes des houles sont le NE, ENE et l'O. Avec des taux respectifs de 28 %, 25 % et 18 %. 95% des houles ont une hauteur inférieure à 2 m avec une moyenne de 0.86 m. Au mois d'Octobre, les houles de direction O. deviennent plus dominantes (22 %), en plus des houles de secteur NNE (13 %); les houles de secteur NE et ENE dominent avec un taux de 20 % chacune. La moyenne de la hauteur égale 0,87 m, 92 % des hauteurs sont inférieures à 2 m; la période moyenne égale 6,2 s. Le mois d'Octobre est transitoire entre le climat estival et hivernal. Le mois de novembre suit une tendance hivernale ou le secteur le plus observé est le secteur O. avec 28 % suivi par le NNE à 18 %, la hauteur moyenne est de 1,16 m, 20 % des houles ont une hauteur supérieure à 2 m. Le maximum observé pour la hauteur est de 6,11 m de direction NE. Pour la période, le maximum est de 14,7 s (NNW), la moyenne est de 6,7 s, 23 % des périodes sont supérieures à 8 s.

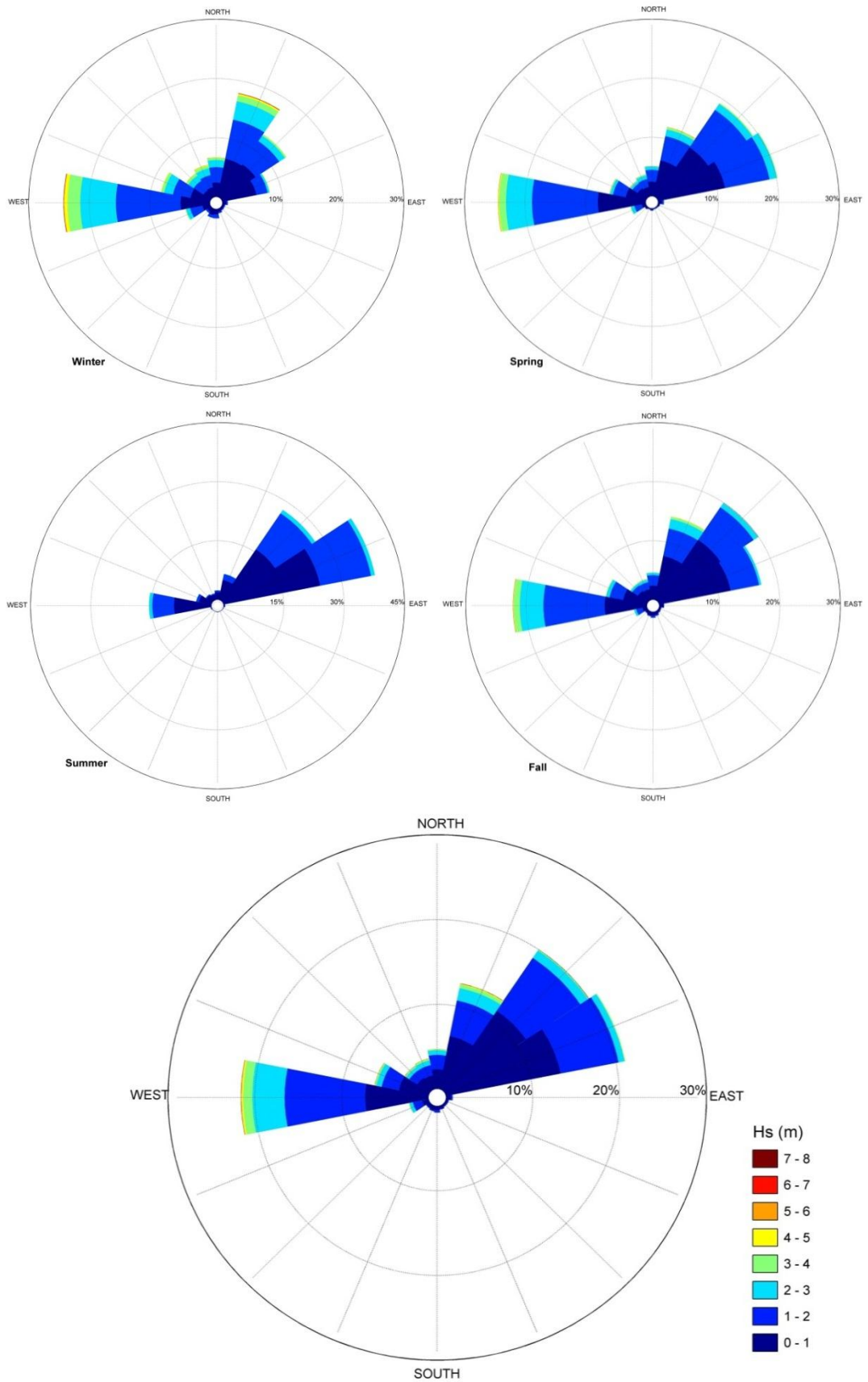
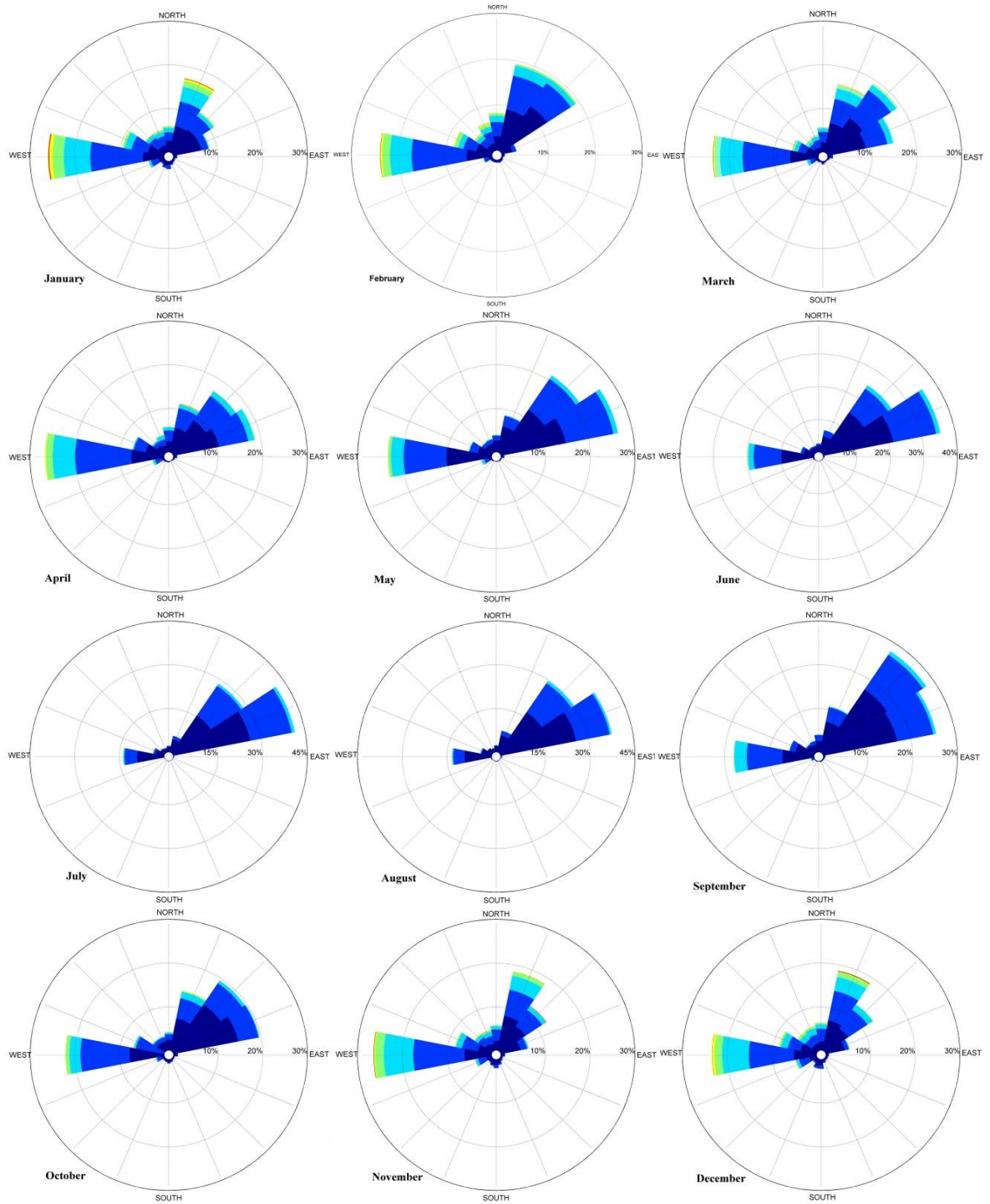


Figure II-14 : Roses saisonnières et totales des houles au large d'El-Djamila (Infoplaza, 2017)

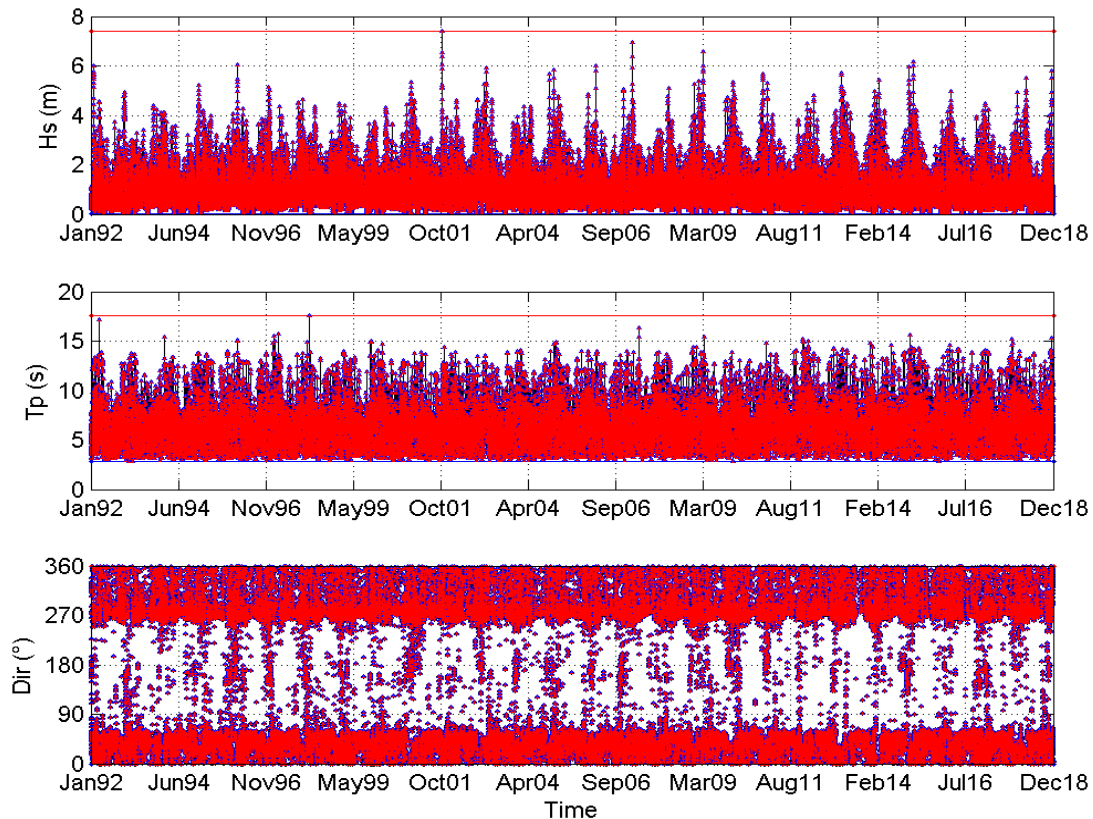


**Figure II-15 : Roses mensuelles des houles au large d'El-Djamila (Infoplaza, 2017)**

### **II.4.2.3 Houles Cherchell**

Au large de Cherchell, les directions dominantes sont le NE, O, et le NNE avec des pourcentages respectifs de 33 %, 22 % et 15 % ; 95 % des houles enregistrées sont de hauteurs inférieures à 2.5 m dont 57 % inférieures à 1 m. La hauteur maximale de la houle au large de Cherchell est 7,42 m de secteur NNW (figure II-16); elle correspond à la tempête catastrophique (Amarouche, 2019) de 2001. 80 % des houles se caractérisent par des périodes inférieures à 8 s, dont 40 % varient entre 6 s et 8 s définissant majoritairement les houles de secteur O. 20 % des

périodes enregistrées sont supérieures à 8 s, avec un maximum de 13 s, et sont plus observées pour le secteur NE.



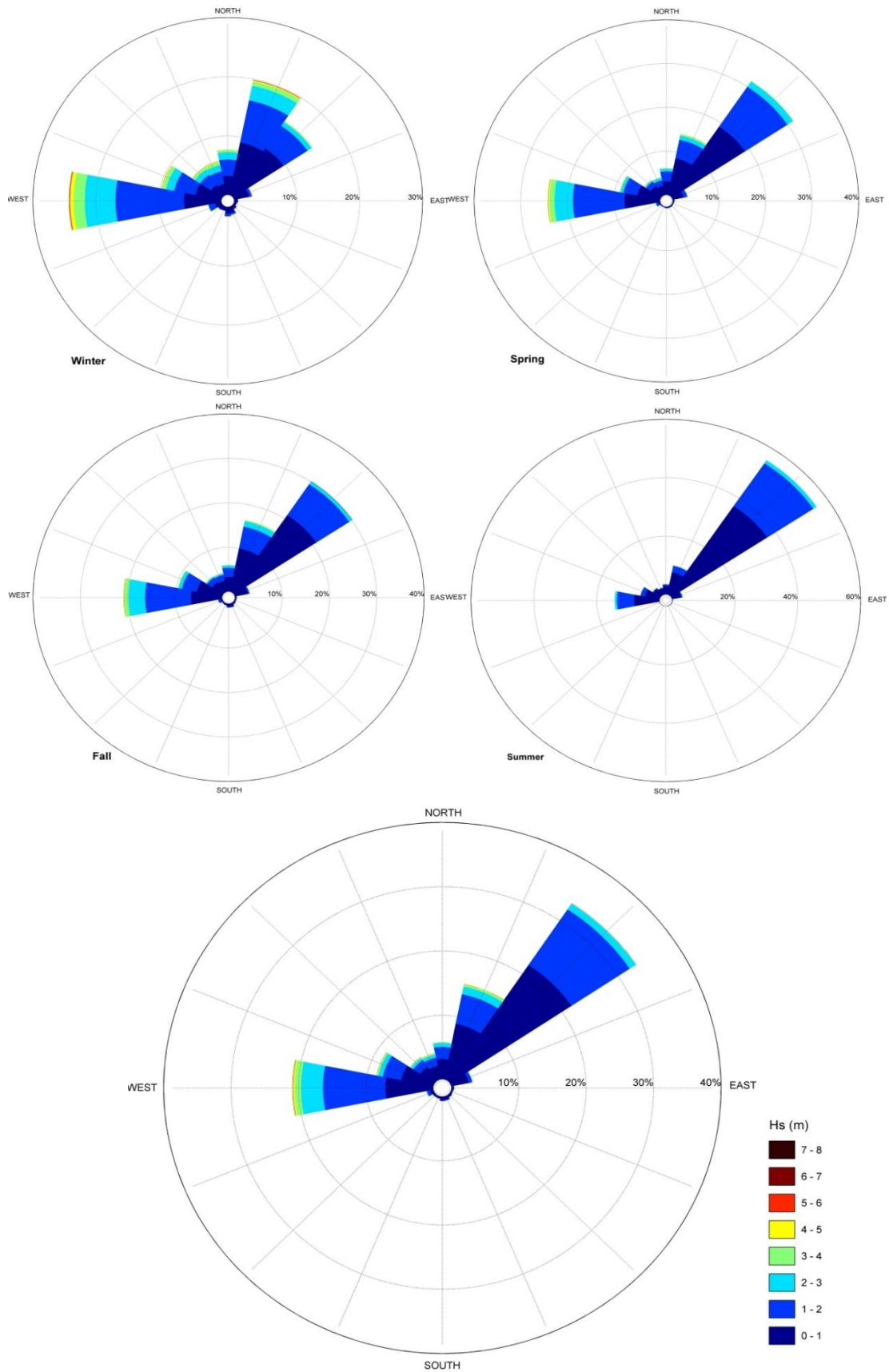
**Figure II-16 : Série temporelle de la période 1992-2018 décrivant les paramètres de la houle au large de Cherchell (Hs, Tp, Direction) (Infoplaza, 2017)**

En hiver, le secteur fréquent est le secteur Ouest avec un taux de 25 % suivi par le secteur NNE et NE avec un taux respectif de 20 % et 15 %. La moyenne des houles est de 1 m avec 81 % des enregistrements qui sont inférieures à 2 m, la période moyenne est de 7 s (figure II-17). Le maximum enregistré est une houle de 6,16 m de hauteur et une période pic de 10,9 s de secteur O. (mois de janvier). Le régime mensuel en hiver suit la même tendance au mois de décembre et de janvier, le mois de février présente une légère variation où le secteur NNE et NE ont la même fréquence d'apparition (figure II-18).

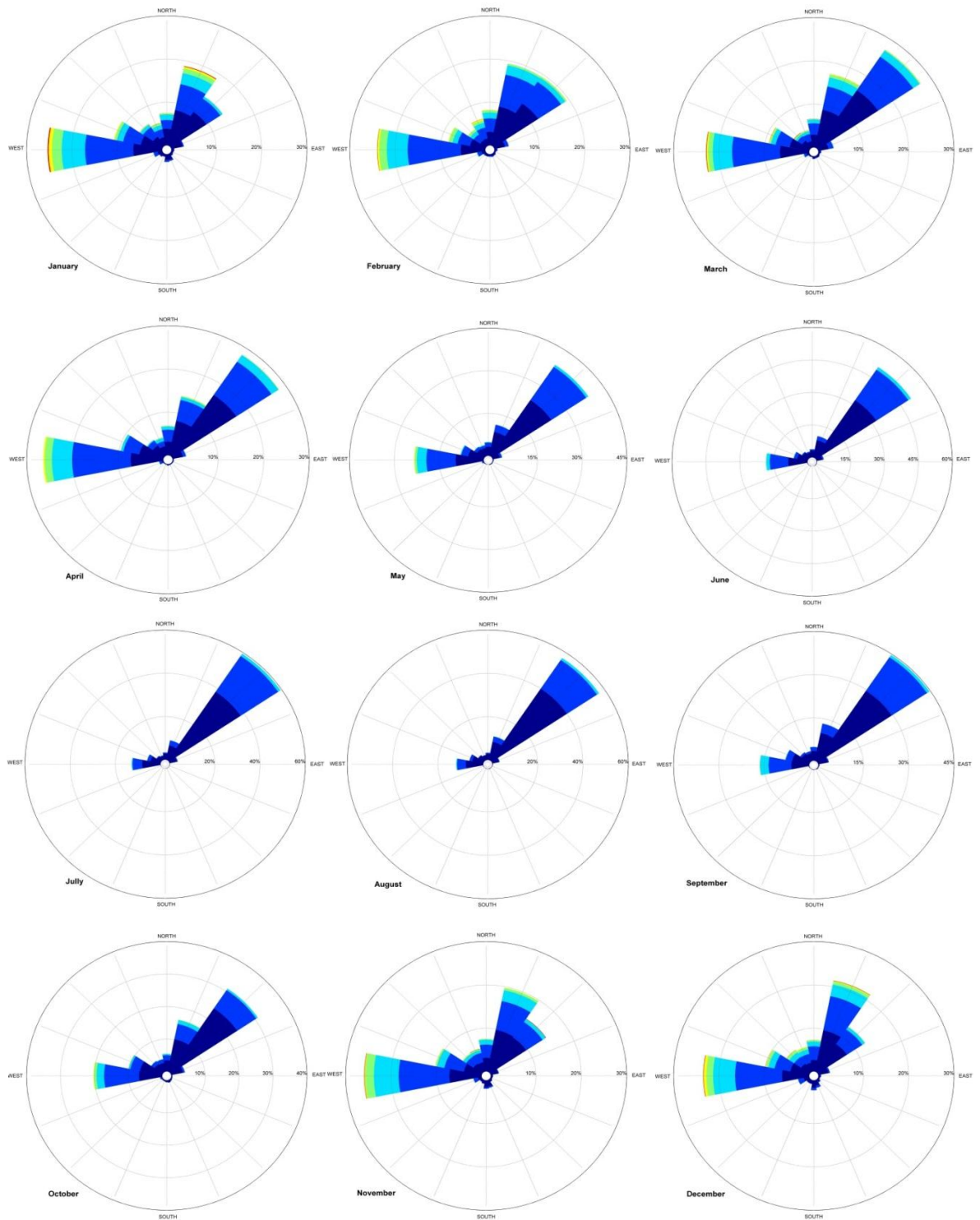
Au printemps, la rose des houles se présente avec la même allure que la rose récapitulant le climat total des houles. Les secteurs dominants sont le NE ( $\approx 32\%$ ) et l'O. Avec 24 %. La hauteur moyenne est de 0,95 m ; 89 % des hauteurs de houles sont inférieures à 2 m dont 54 % inférieures à 1 m. La période moyenne des houles au printemps est de 6.5 s ; 79 % des périodes sont inférieures à 8 s. Le maximum des houles au printemps a été observé au mois de mars provenant du secteur Nord avec une hauteur de 6,93 m, cela correspond à la tempête enregistrée le 8 mars 2007. La rose des houles du mois de mars est ressemblante à la rose saisonnière. La dominance au mois d'Avril est environ égale pour le secteur O et NE, le maximum enregistré en hauteur est de 4,81 m. Au mois de mai, la provenance des houles est majoritairement NE avec un taux de 40 %.

En été, le large de Cherchell enregistre des hauteurs de houles ne dépassants les 3 m que quelques fois durant les 27 ans, 70 % des hauteurs sont inférieures à 1 m et 2.2 % dépassent les 2m, la moyenne est de 0,77 m. Concernant les périodes 93 % des houles ont une période inférieure à 8 s avec une moyenne de 5,8 s. Les houles sont principalement de secteur NE (70 %).

En Automne ; le climat est aussi variable qu'au printemps avec la même tendance de dominance du secteur de houle dont 30 % de houles de provenance NE, 22 % de l'O., 16 % NNE et environs 10 % du secteur WNW ; la période et hauteur moyenne sont respectivement égales à 0,86 m et 6,4 s ; 81 % des houles ont une période inférieure à 8 s et 90 % une hauteur inférieure à 2 m. Au mois de septembre, le climat de houle est plutôt estival ou le secteur dominant est le NE (à 45 %) dont 30 % des hauteurs sont inférieures à 1 m ; nous observons aussi que les fréquences de houles de secteurs O. augmentent par rapport à la saison estivale avec environ 17 % et qui enregistre la hauteur maximale de 3,63 m. Au mois d'octobre, la fréquence d'apparition des houles de secteur O s'accroît (20 %) dont 6 % supérieures à 2 m de hauteur, la fréquence d'apparition de secteur NE diminue légèrement (30 %) dont les hauteurs sont inférieures à 2 m. le secteur NNE et WNW deviennent plus fréquents (respectivement 16 % et 10 %). Le mois de novembre présente des tendances hivernales avec une dominance du secteur NNE à 20 % ; le mois enregistre une hauteur maximale de 7,42 m de secteur NNW ; correspondante à la tempête du 10 novembre 2001 ; et une période maximale de 15,2 s de secteur N. 17% des houles enregistrées au mois de novembre sont supérieures à 2 m dont 1 % supérieures à 4 m.



**Figure II-17 : Roses saisonnières et totales des houles au large de Cherchell (Infoplaza, 2017)**



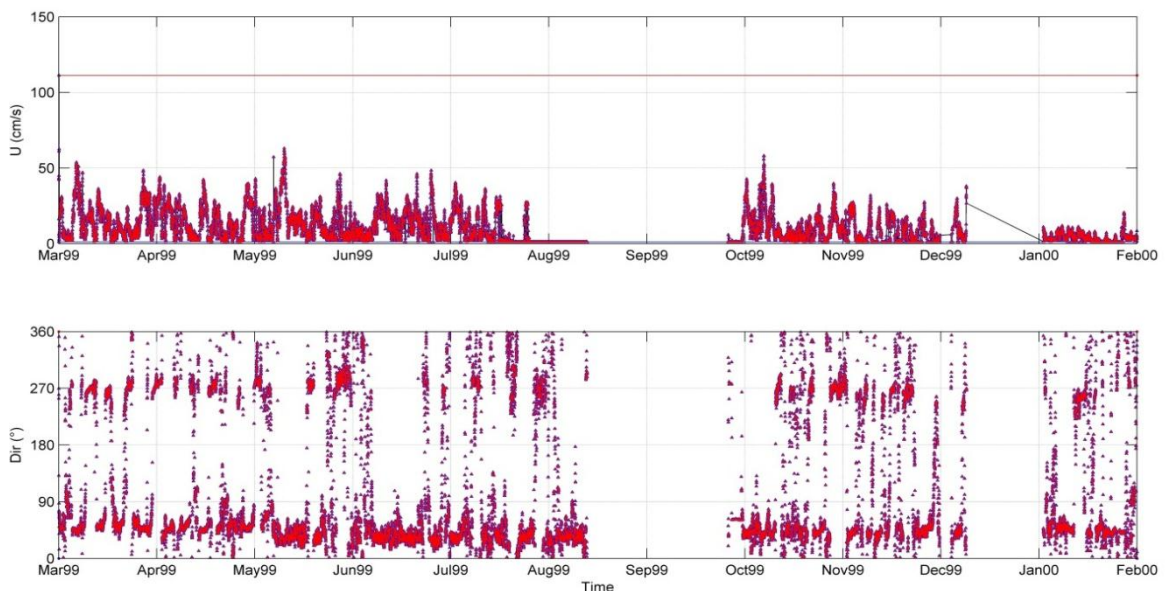
**Figure II-18 : Roses mensuelles des houles au large de Cherchell (Infoplaza, 2017)**

### II.4.3 Courants :

Pour la description des courants algériens, les travaux de (Millot, 1989) ont longtemps été cités et continuent encore d'être mis à jour par ses équipes, ou ils décrivent la circulation au large des côtes algériennes a une mésoéchelle comme étant turbulente (Hamad et al., 2005; Millot,

1989). Dans les travaux de (Salas et al., 2001) le courant de surface moyen au large des côtes algéroises est de l'ordre de 0,2 m/s. l'Entreprise Portuaire d'Alger (EPAL,2020) mentionne que « les principaux courants marins de la zone maritime algérienne sont des courants allant vers l'Est en passant par le détroit de Gibraltar. D'une manière générale, leur vitesse est comprise entre 1/4 et 3/4 nœuds » à savoir entre 0,13 m/s et 0,4 m/s.

Les courants côtiers quant à eux, leurs mesures sont peu fréquentes et/ou inaccessibles. Les données auxquelles nous avons pu accéder sont celles effectuées par l'ONSM, les stations disponibles sur la côte algéroise sont : au large du port de Zemmouri et au large du port de Tipaza. Les mesures de courant ont été enregistrées à une profondeur intermédiaire de 30 m. Les mesures effectuées au niveau du port de Zemmouri (figure II-19) comptabilisent 18221 mesures, couvrant la période entre le 22/03/1999 à 10 h 45 au 07/02/2000 à 11 h 58. Au niveau du port de Tipaza, 23702 mesures ont été effectuées pour couvrir la période entre le 16/12/1998 à 19 h 14 au 03/12/1999 à 0 h 4 (Figure II-20) ; les vitesses ont été échantillonnées avec un pas de temps de 20 min; les enregistrements présentent certaines lacunes. Les directions du courant enregistré représentent le sens vers lequel il se dirige.



**Figure II-19 : Enregistrement du courant effectué au large du port de Zemmouri (ONSM, 2019).**

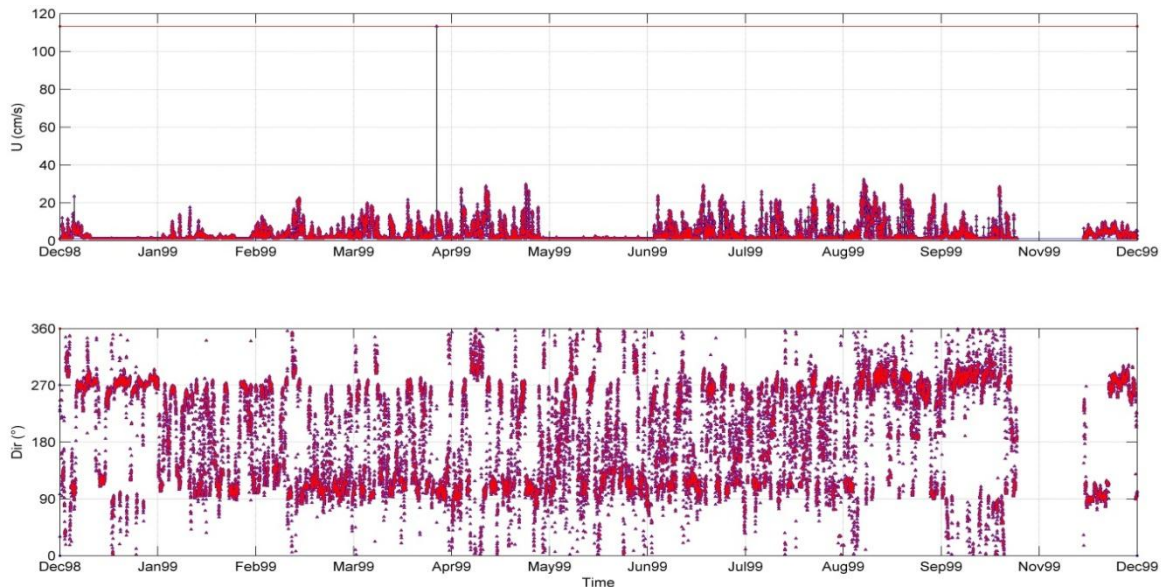
En hiver, le courant se dirige vers le NE avec un taux qui dépasse les 45 %, le maximum est de 0,31 m/s. le maximum enregistré est de 0,37 m/s et s'oriente vers l'Ouest

Au printemps, le courant se dirige vers le NE (40 %) avec des vitesses allant jusqu'à 0,65 m/s, la deuxième direction dominante avec 20 % s'oriente vers l'Ouest avec des vitesses variant principalement entre 0,15 m/s et 0,29 m/s ; et un maximum de 0,42 m/s.

En été, les deux directions dominantes ayant la même fréquence d'apparition (30 %) sont de secteur NE et NNE atteignant une vitesse de 0,49 m/s. Ces courants sont observés principalement au mois de juillet et d'août, par contre le courant se dirigeant vers le secteur ouest

(W-WNW) est observé au mois de juin, sa vitesse varie de quelques centimètres par seconde jusqu'à 43 cm/s.

En automne, le plan de propagation du courant est ressemblant à celui du printemps avec des taux de 40 % et 20 % pour le secteur NE et O ; les vitesses atteignent respectivement 0,5 m/s et 0,43 m/s



**Figure II-20 : Enregistrement du courant effectué au large du port de Tipaza (ONSM, 2019).**

En hiver, le courant se dirige majoritairement (40 %) vers le secteur ouest (O-OSO), le courant se dirigeant vers le secteur E est orienté vers l'ESE avec un taux de 15 %. Les vitesses enregistrées sont inférieures à 0,2 m/s pour le secteur E alors que les vitesses se dirigeant vers le secteur O. sont principalement inférieures à 0,07 m/s.

Au printemps ; le courant dominant à 50 % se dirige vers le secteur E-SE ; les vitesses varient principalement entre 0,01 m/s et 0,15 m/s, les vitesses variant entre 0,15 m/s et 0,29 m/s représentent 5 %. La vitesse la plus importante a été enregistrée pour un courant allant vers le SO. Nous remarquons que 20 % des directions de propagation du courant se répartissent entre le SE et le WSW.

En été, 97 % des vitesses sont inférieures à 0,15 m/s, il est observé que les 2 directions dominantes sont l'ESE et l'O. À une fréquence cumulée de 30 %, les vitesses supérieures à 0,17 m/s et un maximum de 0,29 m/s sont de secteur Ouest. Le reste de l'été, le courant se propage sur un intervalle de directions qui s'étend entre 80° et 290°.

En automne, les vitesses du courant ne dépassent pas 0,33 m/s dont 92 % sont inférieures à 0,15 m/s ; le secteur dominant vers lequel se propage le courant est l'O. À 25 %, l'ONO à 23 % et OSO à environ 9 %. Le courant présente aussi une tendance de déplacement vers l'E avec un taux de 14 % et vers ESE avec 7 %.

Nous remarquons que le courant suit deux directions dominantes qui sont l'Ouest et le Nord-Est.

Lors des mesures terrain dans la plage de Boumerdès ; les courants mesurés dans les petites profondeurs sous des conditions de houles moyennement énergétiques présentaient une intensité relativement élevée, arrivant au voisinage de 0,50 m/s.

### II.4.4 La marée

Suite aux travaux effectués en collaboration entre l'INCT et le CTS (Ali et al., 2016; Ayouaz et al., 2016) ; il a été défini pour les 3 ports ayant accueilli les enregistrements ; que la marée est de type mixte dominance d'espèce diurne (période de 24 h) et semi-diurne (période de 12 h). Les traitements des mesures marégraphiques, a tout aussi permis la désignation du niveau de la mer ; ou le zéro hydrographique au port de Jijel, Alger et Oran se situerait respectivement à 39.8 cm, 40.6 cm, et 58 cm en dessous du NGA (Nivèlement General Algérien). Le marnage au port d'Alger est en moyenne égal à 8 cm et 17 cm à l'ouest, tandis que sur l'ensemble de la zone côtière algérienne il est défini en général comme étant égal à 30 cm.

### II.5 Description de la morphologie sous-marine

Dans le présent travail, les différentes approches adoptées ont été discutées dans un premier temps sur un plan horizontal, échelle régionale, adossée principalement sur une donnée bathymétrique qui décrit la morphologie sous-marine sur laquelle évoluent les processus étudiés. Par la suite ; la présente recherche s'est intéressée à l'étude des processus sur des profils transversaux qui seront décrits dans cette section. Les profils décrivent l'aspect moyen sur une section du trait de côte ; ceci converge avec le fait que l'étude des processus côtiers tels le transport longshore est défini sous l'hypothèse que la ligne du rivage est parallèle aux contours bathymétriques (Benassai, 2006).

#### II.5.1 Boumerdès :

La bathymétrie au centre de Zemmouri présente des courbes espacées aux grandes profondeurs, au-delà de 100 m de profondeur, en dessous ; les courbes se resserrent au niveau des caps. À l'approche de la côte, au niveau de la plage de Boumerdès, la pente est faible  $\text{tg}\beta \approx 0.016$ . Les isobathes sont régulières et parallèles à la côte seulement face à oued corso nous observons un allongement de petit fond vers le large. Nous observons que le profil (Figure II-22) de la plage de Boumerdès indique la présence d'une barre à 200 m du rivage à environ 5 m ; on observe que le fond accueille une autre barre à une profondeur plus basse. Cette deuxième barre n'est présente qu'à certains endroits.

La couverture granulométrique sur le profil de Boumerdès est définie comme étant un sédiment fin principalement ou le D50 varie entre 0,200 mm et 0,250 mm. À certains endroits où les oueds déversent, nous remarquons des dépôts correspondants à un sable moyen.

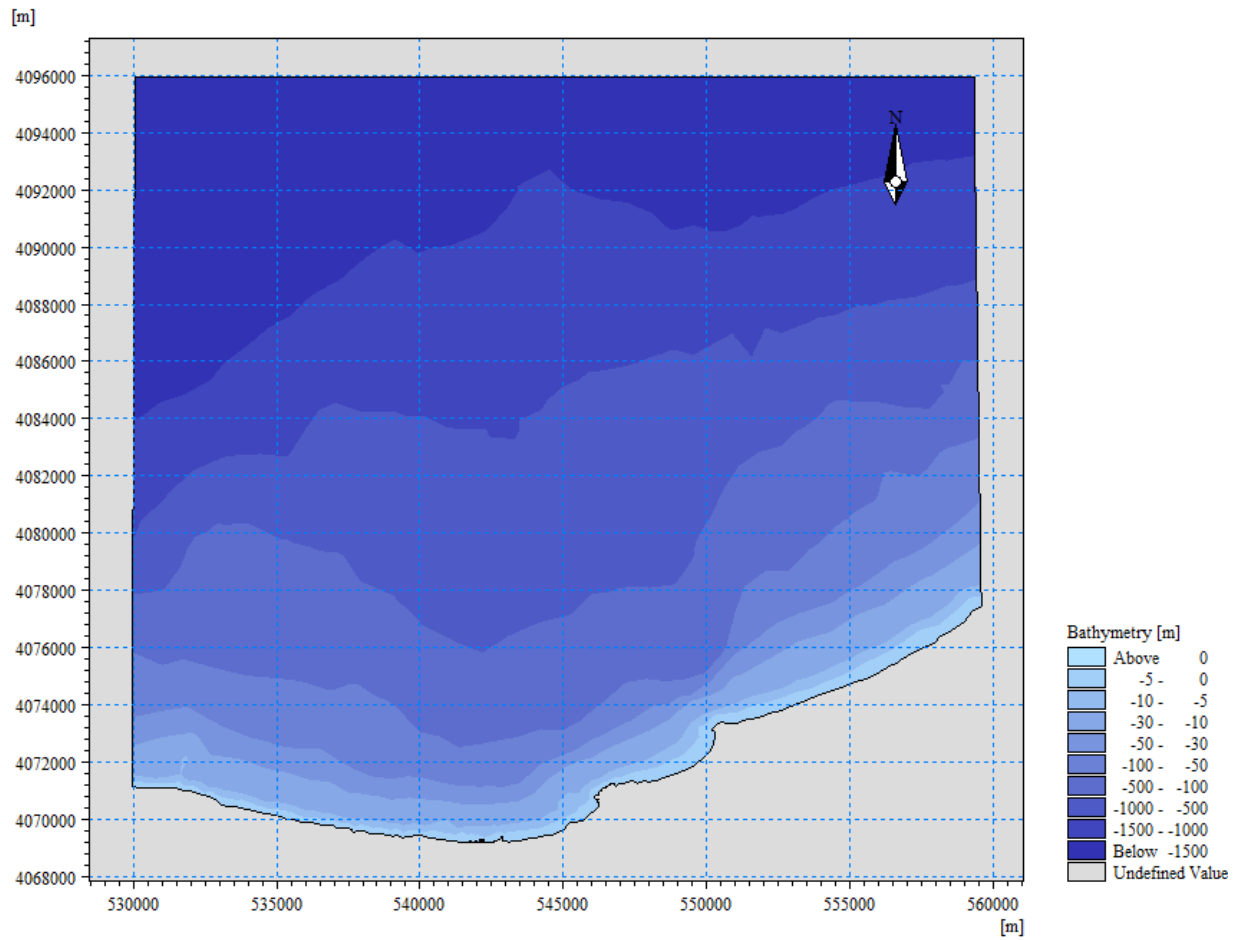


Figure II-21 : Carte bathymétrique du centre de la baie de Zemmouri

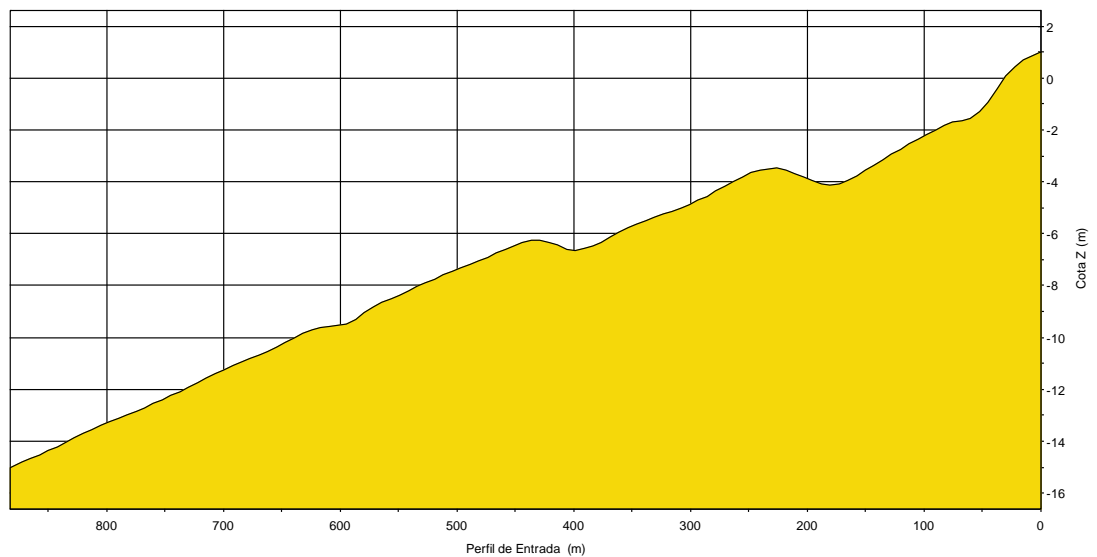


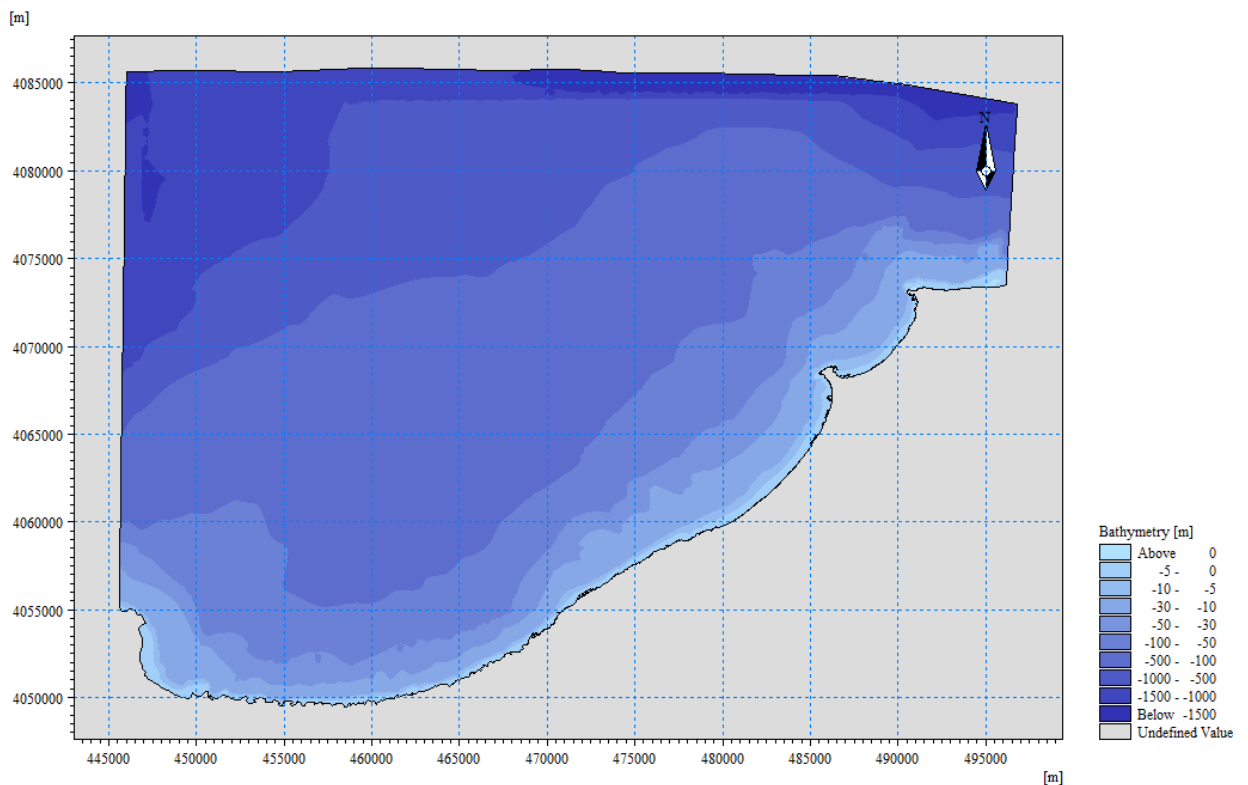
Figure II-22 : Profil bathymétrique représentatif de la plage de Boumerdès

### II.5.2 La baie d'el Djamila

La bathymétrie globale de la baie de Bousmail présente un schéma standard où les zones rocheuses sont décrites par des pentes abruptes supérieures à 2.5 % ; tandis qu'au niveau des plages, les pentes sont faibles et varient de 1 % à 2.5 % (Otmani, 2020)

À la côte ; la baie d'el Djamila se caractérise par une bathymétrie à pente faible avec un fond de nature sableuse, principalement, par endroit des affleurements rocheux apparaissent au centre mis à part les formations rocheuses de nature dure de la presque île de Sidi Fredj l'ouest ; et à l'Est des formations de roches tendres donnent naissance à de petites plages.

Six profils ont été définis dans le but de décrire au mieux la dynamique morpho-sédimentaire de la baie ; ces derniers correspondent à l'orthogonale de chaque segment d'un linéaire côtier qui présente une orientation moyenne continue.

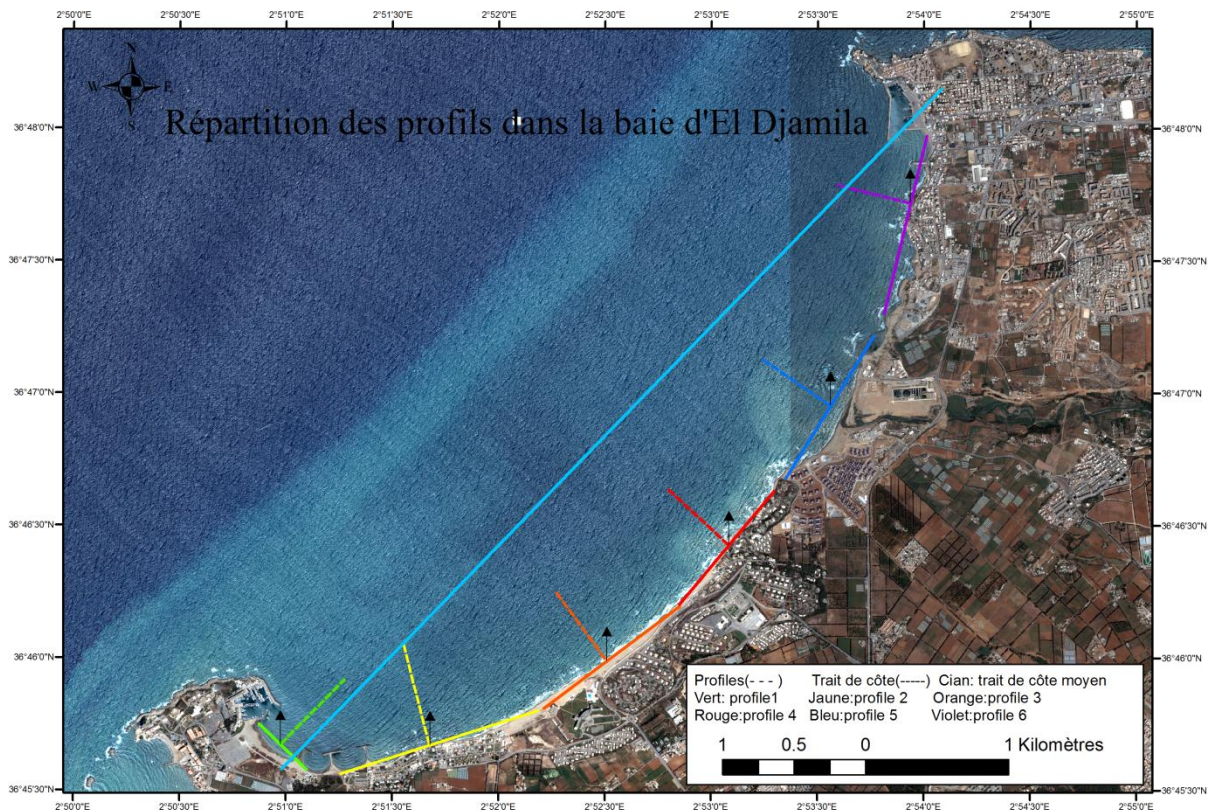


**Figure II-23 : Carte bathymétrique de la baie de Bousmail**

Le profil 1 se présente en 2 parties ; la première se caractérise par une pente de 1,7 % et limitée par une encoche à 6 m de profondeur donnant suite à une barre. Au-delà, la seconde partie s'étale avec une pente faible 0,4 %. La pente moyenne du profil entre 0 et -8 m avoisine 1,1 %.

Le profil 2 représente le segment à l'est des ouvrages de la plage El Riad, il présente un aspect régulier avec une faible pente de l'ordre de 1,1 %.

Profil 3 se caractérise par la présence d'affleurements rocheux où le sédiment est piégé par endroit ; cet aspect n'est pas continu sur la section 3. La pente moyenne sur la section 3 est une pente faible 1,3%



**Figure II-24 : Cartes de localisation des profils désignés dans la baie d'El-Djamila**

Le profil 4 présente un profil en deux segments, le premier se caractérise par une pente de 2.8 % entre 0 et -2.3 m, à cette profondeur, une barre d'une longueur de 40 m laisse place à une fosse qui se creuse jusqu'à une profondeur de 4 m ou une deuxième barre, plus large, sépare les deux segments ; le segment en aval est plus régulier. La pente générale du profil entre 0 et 8 m de profondeur est de l'ordre de 1.4 %.

Le profil 5 présente une pente de l'ordre de 1.4 %. Le profil présente un fond accidenté avec des affleurements rocheux entre 2 et 6 m de profondeur.

Le profil 6 présente un aspect régulier au-delà de la fosse qui est à la côte, la pente est de l'ordre de 1.6 %. Ce profil pourrait ne pas être très représentatif de son segment côtier, car cette portion de la baie d'el Djamila présente une alternance de formation rocheuse et sablonneuse.

La couverture granulométrique au niveau de la baie d'el Djamila est de nature sableuse fine (150µm-250µm) jusqu'au voisinage des 30 m de profondeur. Elle présente un granoclassement de la côte vers le large, par endroit ; le sédiment est de classe moyenne aux petites profondeurs (≈-3 m) puis devient plus fin vers le large. Le plancher de la baie d'el Djamila se caractérise aussi par la présence d'herbier à posidonie.

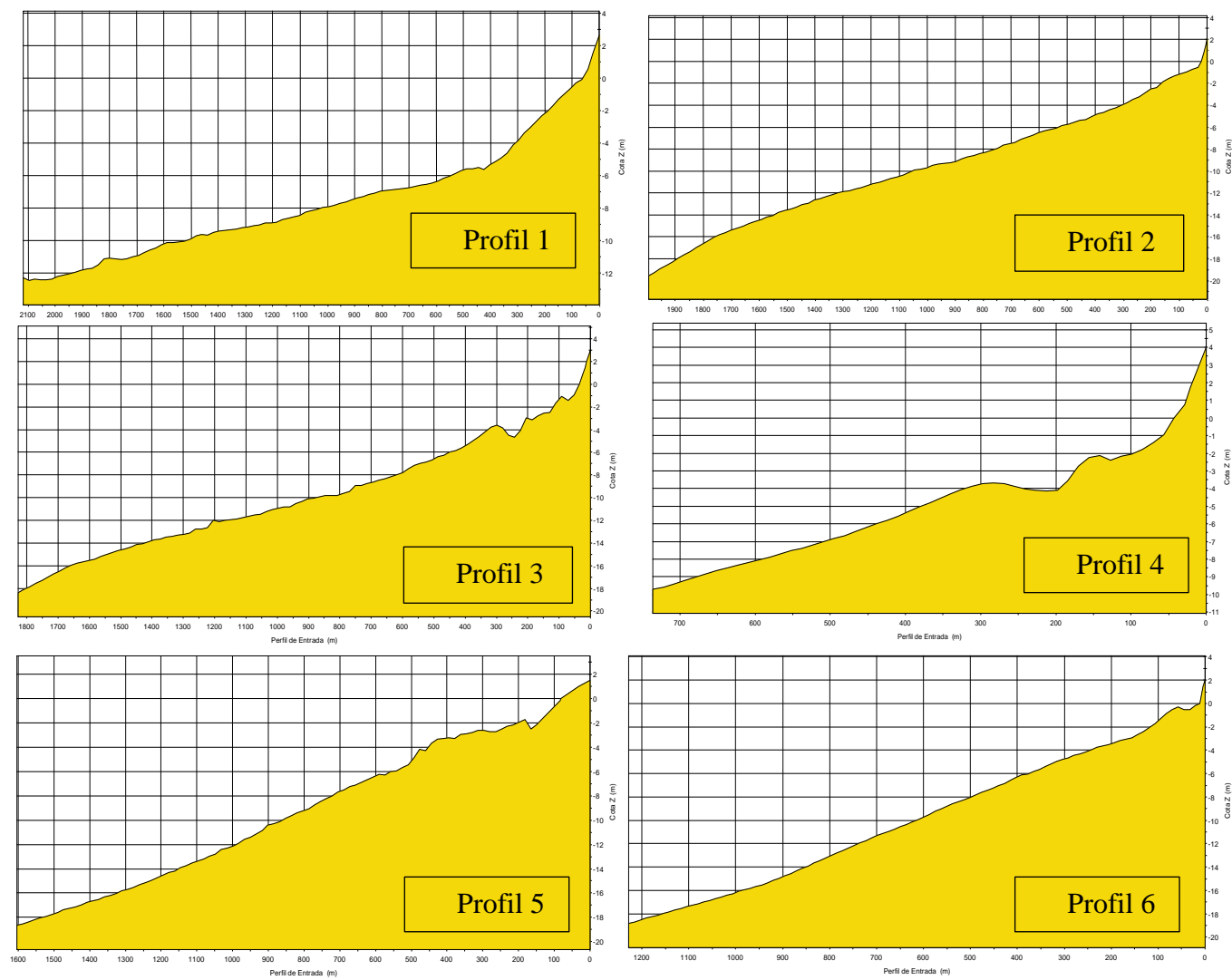


Figure II-25 : profils bathymétriques représentatifs de la baie d'El Djamila

### II.5.3 Cherchell

Au large de Cherchell, la bathymétrie (Figure II-26) présente des isobathes espacées au-delà du plateau continental dont la rupture situe au rapprochement des courbes des 100 m et 500 m de profondeur. Au niveau local, les courbes bathymétriques ont un aspect régulier parallèle à la côte ; de part et d'autre de la plage, le fond de nature rocheuse avec des pentes abruptes  $\text{tg}\beta \approx 0,027$  ; au centre des deux plages, les profils tracés (Figures II-27, II-28) présentent des fonds sableux à faibles pentes, elles varient entre 1,5 % à 2 %. Nous constatons que sur la longueur de la plage d'el Hamdania la pente s'adoucit en s'éloignant des 3 ilots.

Le profil 1 décrit le segment adjacent aux 3 ilots, il se caractérise par une pente de 6 % entre 0 et -2 m, à cette profondeur nous percevons un creux suivi d'une barre qui se situe à moins de 100 m de la ligne de côte ; au-delà, jusqu'à -8 m de profondeur, la pente est d'environ 1,8 %. La pente globale du profil est de 2 %.

Le profil 2 présente un aspect plus étalé que le profil 1, il est aussi découpé en 2 tranchées par la présence d'une barre dont l'amplitude de la crête est de 0,5 m. La pente est de l'ordre de 3,3 % en amont de la barre et de 1,4 % en aval.

Le profil 3 et le profil 4 sont similaires, dans la partie sous-marine, ou les profils présentent respectivement une pente de 10 % de 0 à -1,5 m et de 0 à -1 m, au-delà la pente est de l'ordre de  $\approx 1,4$  % ; entre 0 et -8 m, les 2 profils présentent une pente de  $\approx 1,5$  %. La couverture granulométrique sur les deux profils présente un grano-classement ou celle-ci varie de sable grossier, moyen à fin au-delà de 5m de profondeur sur le profil 3 ; le profil 4 est couvert de sable moyen sur les profondeurs avoisinantes les 1 m, au-delà c'est du sable fin qui couvre le fond.

Le profil 5 ainsi que le profil 6 représentent la plage d'oued el Belaa. Le profil 5 se caractérise par la présence d'une barre à une profondeur de 3 m ; le profil a un aspect concave de 0 à 3 m, au-delà le profil rectiligne avec une pente de l'ordre de 1,6 %

Le profil 6 se présente avec une pente proche de  $\text{tg}\beta \approx 0,018$ . Le profil a un aspect régulier. La couverture sédimentaire correspond à un sédiment fin, dont le D50 est d'environ à 0,18 mm et un peu plus gros vers l'avant plage.

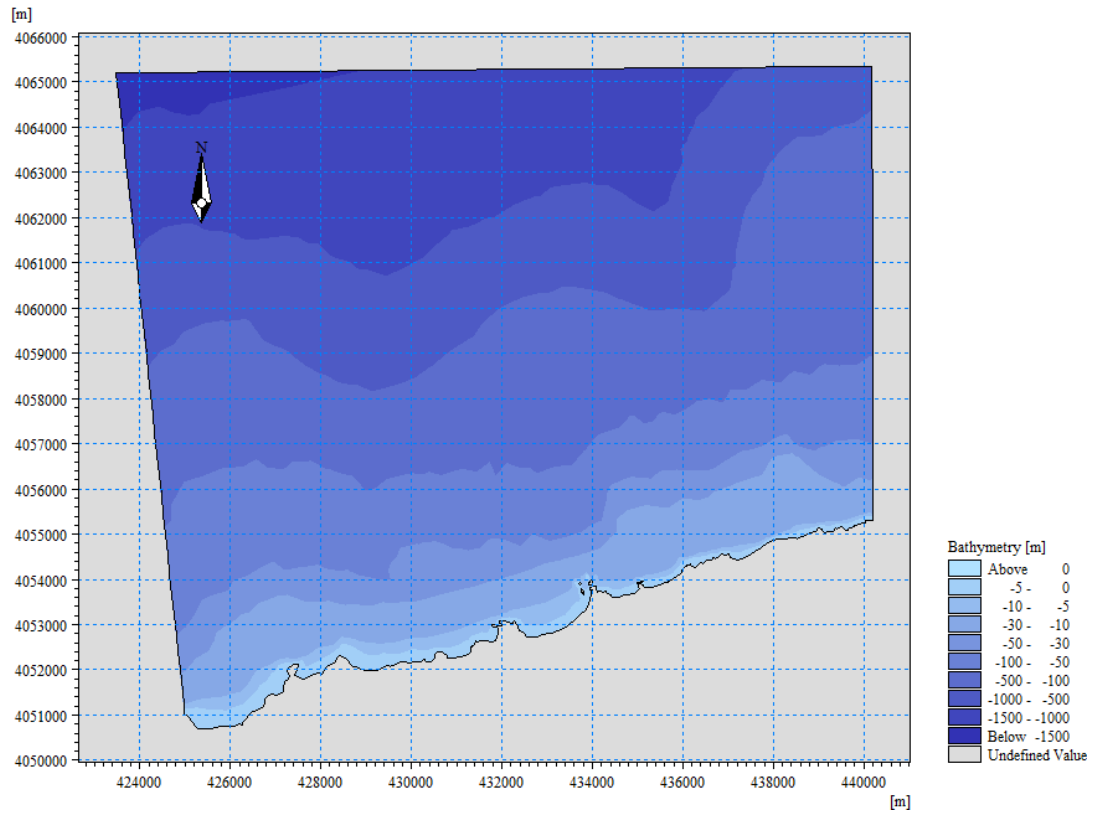


Figure II-26 : Carte bathymétrique de Cherchell

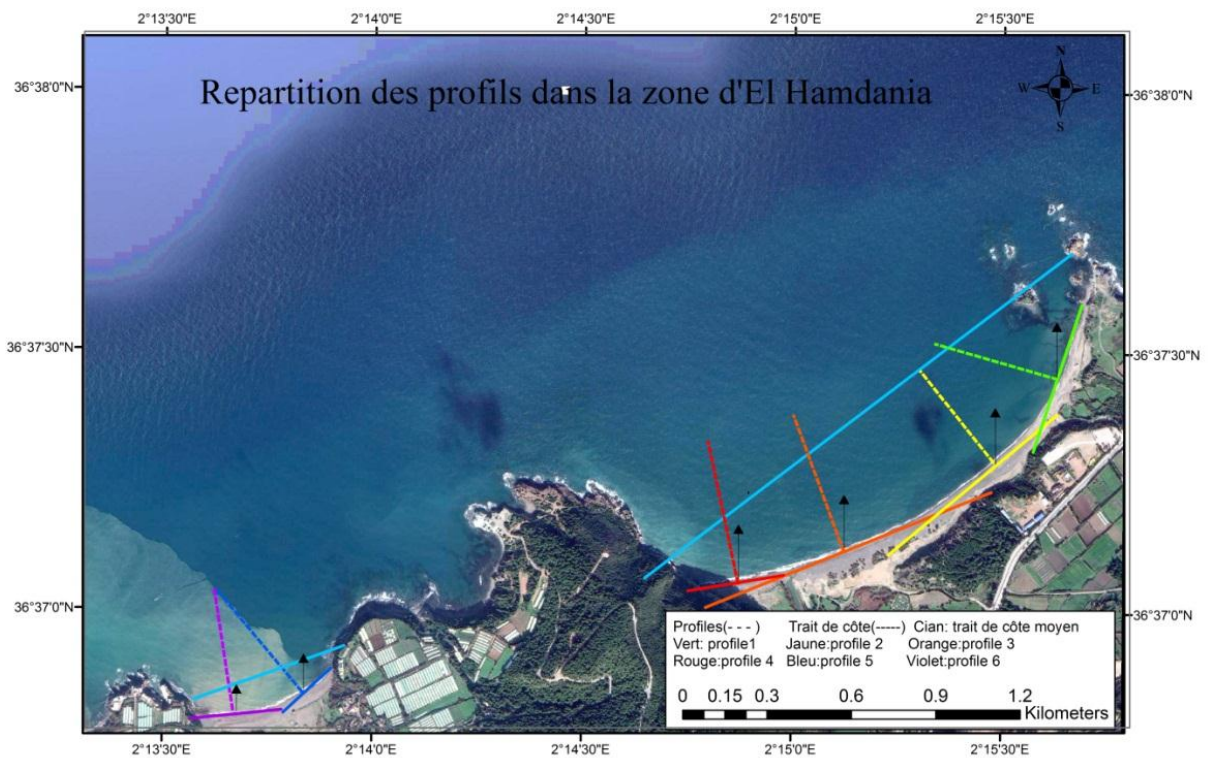


Figure II-27 : Cartes de localisation des profils désignés dans les plages d'El Hamdania.

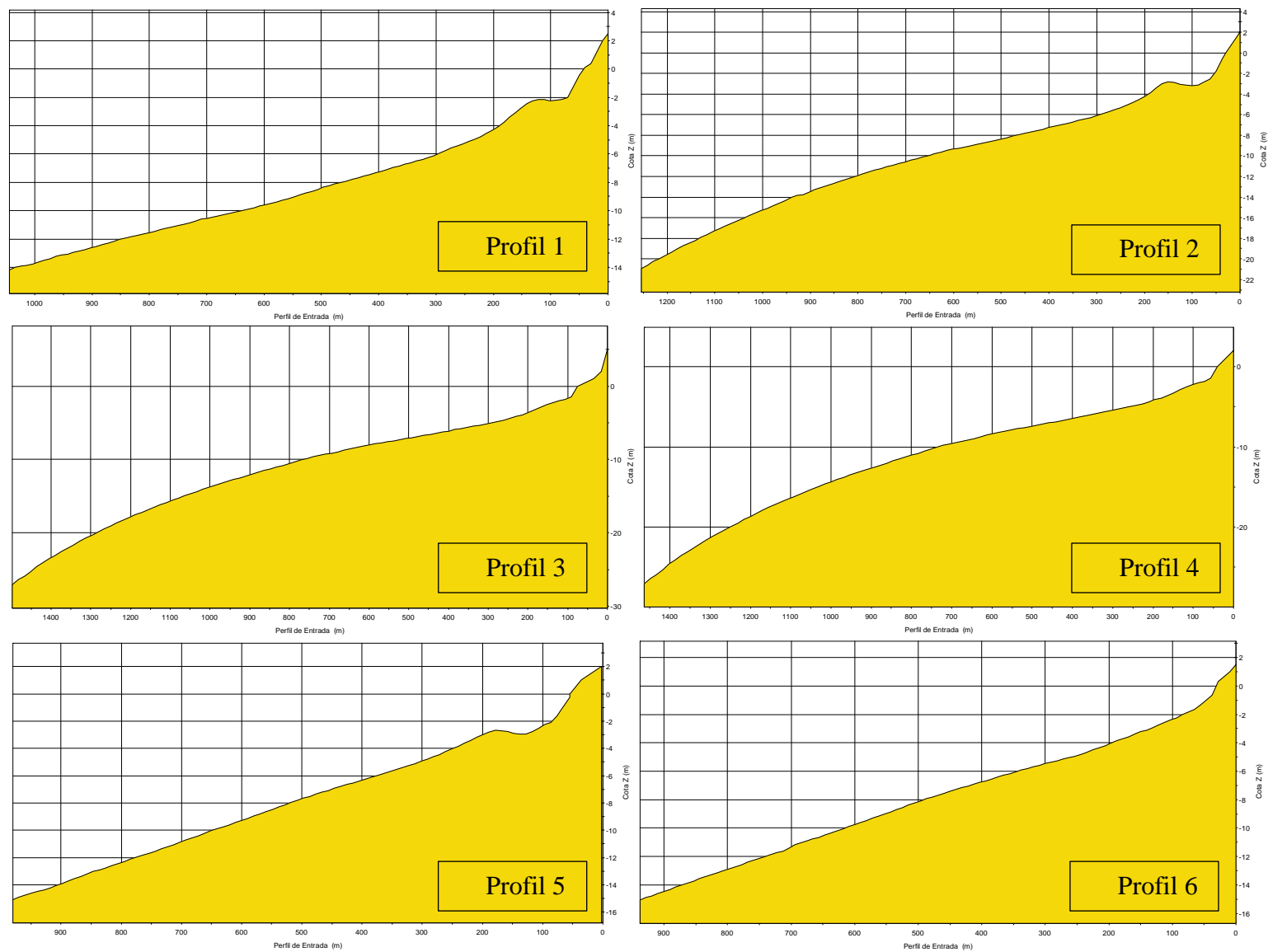


Figure II-28 : Profils bathymétriques représentatifs des plages d'El Hamdania

**Chapitre III : Étude de la  
dynamique  
hydrosédimentaire annuelle ;  
combinaison du modèle  
SWAN et formules  
empiriques**

Ce chapitre vise la connaissance des grandeurs du transport sédimentaire longshore pour des conditions de houles moyennes et extrêmes dans le but de définir la tendance de conservation et de reconstitution du budget sédimentaire par les états de houle saisonniers et exceptionnels. Il va donc se diviser en trois parties ; la première est l'étude de la propagation de la houle du point d'échantillonnage qui est considéré comme étant la frontière spatiale jusqu'à la côte, cette partie vise à propager différents états de la mer décrivant une année moyenne intégrant des cas de houles exceptionnelles. Les résultats de cette partie serviront à quantifier le taux du transport sédimentaire longshore en utilisant les formules empiriques dans la seconde partie, le but est de distinguer les tendances de déplacements des volumes sédimentaires et avec quel taux les conditions annuelles prépondérantes couvrent les déficits causés par les houles extrêmes. La troisième partie permet de comparer les mesures du taux de transport sédimentaire par les pièges à sédiments pour des conditions de houles de moyennes énergies avec certains cas estimés. La figure III-1 résume la procédure de calcul du transport longshore par les formules empiriques.

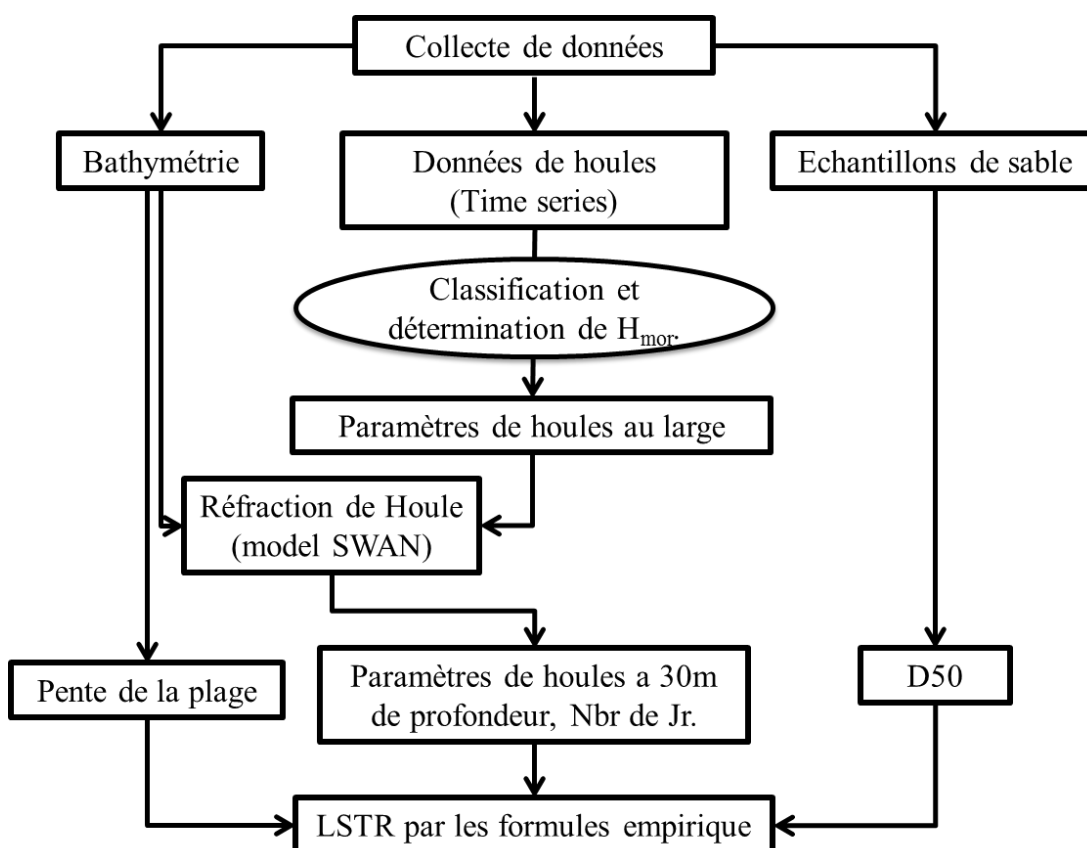


Figure III-1: diagramme montrant les étapes de génération des données requise pour l'estimation du LSTR (modifié à partir de (Salem Cherif et al., 2019) )

### III.1 Modélisation hydrodynamique

#### III.1.1 Description du modèle SWAN :

Le modèle SWAN (Booij et al., 1999) est un modèle eulérien à phase moyennée (Gorrell et al., 2011) de troisième génération; il résout en chaque point de la grille de calcul l'équation de conservation de densité d'action spectro-angulaire des vagues (Robinet, 2017) en intégrant le spectre 2D d'énergie des vagues dans le domaine fréquentiel et spatial (Xie et al., 2016) suivant un schéma implicite (Amrutha et al., 2016). Le modèle est décrit par l'équation I-13 (voir chapitre I.3.4) plutôt que l'équation du transport d'énergie, car l'action de densité spectrale est conservée en présence de courant (Hsu et al., 2005). Le SWAN permet généralement le calcul de la propagation des vagues des eaux profondes vers la zone de surf (Zijlema and Van der Westhuysen, 2005) d'une manière réaliste (Akpınar et al., 2012). Pour une étude plus en détail de l'effet de la propagation de la houle sur la morphologie littorale, il serait préférable de coupler le modèle SWAN à un modèle hydrodynamique et morphodynamique tel que cela a été effectué dans les travaux de (Castelle, 2004; Robinet, 2017).

#### III.1.2 Configuration :

Le modèle SWAN version 41.31A a été utilisé. Comme dans les travaux de (Gorrell et al., 2011), le SWAN a été exécuté en mode stationnaire ( $\frac{\partial N}{\partial t} = 0$ ) et pour lequel a été posée l'hypothèse que les vagues se propagent instantanément sur l'ensemble du domaine (Booij et al., 1999; Gorrell et al., 2011; Zijlema and Van der Westhuysen, 2005); ceci est acceptable du moment que le temps de résidence des vagues dans la zone côtière est considéré comme étant beaucoup plus petit que l'échelle de temps pour la variation du courant ambiant, le vent ou la marée (Booij et al., 1999) (in (Zijlema and Van der Westhuysen, 2005)).

La grille de calcul est régulière et de forme rectangulaire, elle est implémentée dans le SWAN en différences finies dans cinq (05) dimensions (le temps, l'espace géographique et l'espace spectral) (Hsu et al., 2005), quatre dans notre cas `stationnaire` ; les caractéristiques de la grille sont les mêmes que pour la grille du fond. Le maillage choisi a une résolution de 100 m sur l'axe des X et des Y.

Pour la configuration des formulations exprimant les processus physiques, le choix des paramètres pris en considération a été effectué selon l'analyse des résultats de travaux antérieurs et des références bibliographiques (Amarouche, 2019; Amarouche et al., 2019; Amrutha et al., 2016; Castelle, 2004; Gorrell et al., 2011; Hoque et al., 2017; Hsu et al., 2005; Pallares et al., 2014; Zijelma, 2010).

Dans notre étude, les processus décrits par les termes sources et puits dans l'équation I-10 sur lesquels nous nous focalisons dépendent des conditions du vent de chaque scénario simulé. La génération des vagues et le processus du whitecapping (Moutonnement) ne sont pas pris en considération pour les scénarii où le vent moyen est inférieur à 5 m/s (Gorrell et al., 2011) ; donc pour ces cas d'études, nous ne décrivons pas la contribution du vent dans la génération des

vagues et le whitecapping, ni les interactions non linéaires entre les quadruplets (Castelle, 2004). Dans les cas contraires ; la formulation décrivant le whitecapping est configurée selon les travaux de (Amarouche, 2019; Amarouche et al., 2019) ou la formule choisie est celle de Janssen (1991) ; pour laquelle le coefficient de détermination du taux de dissipation due au whitecapping ( $C_{ds1}$ ) et le coefficient déterminant la dépendance du whitecapping au nombre de vagues ( $\delta$ ) ont une valeur égale à 1. Contrairement aux travaux (Salem Cherif et al., 2019) ou la formulation choisie a été par défaut.

### III.1.3 Construction des Scénarii

La construction des scénarii a été effectuée à partir de la base de données acquise auprès de Infoplaza, comme ça a été dit précédemment, cette série couvre à présent la période entre 1992 et 2019. Pour la désignation des scénarii décrivant l'état de la mer sur une année moyenne représentative pour chaque zone d'étude ; nous avons procédé à un classement des hauteurs significatives correspondant à 78896 enregistrements suivant les quatre saisons. Puis pour chaque saison les hauteurs ont été regroupées par secteurs d'incidences, nous avons retenu 9 secteurs W, WNW, NW, NNW, N, NNE, NE, ENE, E et le reste des houles ayant des angles d'incidence correspondants à un secteur sud a été considéré comme un état calme (de degrés 0 sur l'échelle de Douglas). Pour chaque direction, les houles ont été classées par rapport à leurs hauteurs selon l'échelle de Douglas pour estimer une houle équivalente à chaque classe par la suite. Cette réduction de données a été définie par un modèle de houles morphologiques représentatives présenté dans les travaux de (Elias et al., 2006) ; cette notion a été tout aussi abordée dans les travaux de (Sanchez-Arcilla and Jimenez, 1997) et définis dans d'autres travaux (de Vriend et al., 1993; Roelvink and Reniers, 2011; Walstra et al., 2013) comme la houle représentative exprimée en fonction des probabilités d'occurrences, ces scénarii théoriques ont l'objectif de représenter la diversité du climat moyen des vagues dans l'objectif de décomposer les processus à l'œuvre (Le Mauff, 2018), car le transport sédimentaire est dominé par le climat de houle. La hauteur de la houle représentative s'exprime comme suit :

$$H_{mor} = \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_s (i)^k \right)^{\frac{1}{k}} \quad \text{Eq III-1}$$

$n$  : nombre total d'observations ;  $H_s$  : Hauteur de la houle significative(m) ;  $k$  : = 2,5 relations entre le transport sédimentaire et la hauteur de houle ; l'impact morphologique (IM) de chaque classe est obtenu par la multiplication de la hauteur de la houle représentative et de la probabilité d'occurrence (Elias et al., 2006; Than, 2015; Trinh, 2010). Les états de houles qui vont être propagés sont résumés dans les tableaux suivants, les tableaux III-1, III-2, et III-3 présentent les houles morphologiques représentatives pour chaque zone. Des houles extrêmes d'une période de retour de l'ordre annuel à trentennale ont été prises en considération dans l'année représentative, une description des statistiques des houles extrêmes sera détaillée dans le chapitre suivant.

Le tableau III.1, montre que les houles ayant l'impact morphologique le plus important en hiver sont de Niveau 4 avec une dominance du secteur W ( $H_{mor}=1,87m$ ) et NNE ( $H_{mor}=1,82m$ ), en hiver les houles de classe 4 présentent un IM avoisinant 16 suivis du niveau 5, 3 puis 6. Au printemps l'impact IM le plus élevé est de Niveau 4 avec une hauteur morphologique de 1,83 m

de direction W ; en second lieu avec un IM de 2,5, c'est une houle de niveau 3 ( $H_{mor}=1.89m$ ) de direction NE. En été l'impact morphologique est important pour les hauteurs de secteur NE pour le Niveau 3 (IM=4,23) et Niveau 4 (IM=2,47) avec des hauteurs respectives de 0,87 m et 1,56m ; le Niveau 3 possède l'IM le plus élevé suivie du niveau 4, le niveau 5 présente un IM dominant du secteur W pour les 4 saisons ou  $H_{mor}$  variant de 2,8 m à 3,10 m. En automne ; l'IM le plus élevé est pour des houles de niveau 4 avec un IM total égal à 12 suivi du niveau 3 puis niveau 5.

Au niveau 4, la houle de direction W et de  $H_{mor}=1,8$  a l'IM le plus élevé secondé par une houle NNE de 1,73 m de hauteur ; au niveau 3 les directions les plus impactantes sont de secteur NNE. En résumé, les houles les plus morphologiquement impactantes sont de secteur W avec un taux de 25,9 par le NNE à 23,33.

Le tableau III.2, nous retrouvons les houles morphologiques correspondantes au large de la baie d'El-Djamila. En hiver, les houles de classe 4 sont les plus impactantes suivis de la classe 5 et 3. En classe 4, l'indice morphologique supérieur (5,61 m) caractérise une houle W de 1.86 m, la houle ayant le second IM le plus important en hiver, est une houle de niveau 5 de secteur W (IM=3,3,  $H_{mor}=3,11m$ ). Au printemps, les houles morphologiques de niveau 4 restent les plus impactantes suivis des houles de niveau 3 (IM=9,77). La houle morphologique ayant un impact morphologique le plus élevé (4,78) est de secteur W ( $H_{mor}=1,8m$ ), secondée par une houle NE d'une hauteur de 0,89 m (niveau3). En été, les houles morphologiques classées au niveau 3 sont les plus impactantes avec une IM max de 5,22 pour une houle de secteur ENE ( $H_{mor}=0,87m$ ). Les houles de niveau 4 présentent ainsi un IM élevé pour le secteur NE ( $H_{mor}=1,63m$ ). Le second secteur ayant un IM important est le NE. En automne ; l'impact morphologique le plus élevé est pour une houle de 1,82 m niveau 4 de secteur W, le niveau présente le taux le plus élevé avec 11,82, il est talonné par le niveau 3 avec un IM global de 10,59 ou IM max est de 2,62 pour une houle de secteur NE ayant une hauteur de 0,87 m. En automne, les houles de secteur W présentent un IM=8,57 suivi du secteur NE avec IM=4,94. En globalité ; au large d'El-Djamila ; les secteurs ayant l'impact morphologique le plus important est le secteur W (IM=33,6) puis le secteur NE avec IM=21,35.

Le tableau III.3 regroupe les houles morphologiques qui décrivent l'état des houles au large de Cherchell. En hiver, les houles les plus impactantes sont de classe 4 (IM global=13,85) et de direction W (IM=5,03 et  $H_{mor}=1,83m$ ) succédé par celles du secteur NNE (IM=2,76,  $H_{mor}=1,81$  m). Les houles de classe 3 suivent avec un IM=7,87 présentant une dominance au secteur NNE (IM=1,89,  $H_{mor}=0,9m$ ) et NE (IM=1,67,  $H_{mor}=0,86m$ ). La houle morphologique de secteur W et classe 5 présente aussi un impact important avec un IM=2,6 pour  $H_{mor}=3,13m$ . En hiver, les houles de secteur W ont le plus d'impact avec IM. Au printemps, les houles de niveau 3 et 4 sont tout aussi impactantes l'une que l'autre ou la dominance dans chaque niveau est respectivement, de secteur NE (IM=3,99,  $H_{mor}=0,87m$ ) et W (IM=4,58). Ces deux directions présentent un impact morphologique total de 9,3 pour la direction W et un impact de 7,82 pour la direction NE. En été, le secteur NE est le plus impactant avec un indice IM =13. La houle morphologique représentative présentant un IM le plus élevé est de niveau 3,  $H_{mor}=0,86m$  suivis de la houle de niveau 4  $H_{mor}=1,62m$ . En automne ; la dominance sectorielle est NE puis W avec un impact morphologique respectif IM= 5,95 et IM=5,8 ou le NE avec des houles de classe 3 tandis le secteur W domine avec des houles de classe 4 sur l'échelle de douglas.

L'impact morphologique par rapport aux saisons est plus important en hiver, puis au printemps, l'automne et enfin l'été.

### III.2 Profondeur de fermeture

La simulation via le programme SWAN s'est effectuée sur une échelle régionale qui a visé à propager la houle du point d'extraction, sur la grille d'Infoplaza (2019), jusqu'à la côte de chaque site d'intérêt. Dans le cadre de cette partie ; nous nous sommes intéressés au plan de propagation de la houle entre les grandes profondeurs ( $z > 500\text{m}$ ) et une profondeur égale à 30 m qui a été défini comme étant une limite inférieure d'eau profonde ou la profondeur limite maximale. Si on se réfère à la définition hydrodynamique en théorie linéaire (Center, 1984), cette profondeur correspondrait au domaine de grandes profondeurs pour les houles ayant une période inférieure à 6,2 s ; par contre pour les houles ayant des périodes supérieures à 6,2 s, le domaine correspondrait aux profondeurs intermédiaires.

Pour l'estimation du transport sédimentaire par équations empiriques ; cette hypothèse a été désignée sur la base d'un critère sédimentologique (Louati and Zargouni, 2009; Sabatier et al., 2005; Salem Cherif et al., 2019) du fait qu'à cette profondeur, il n'y a pas de mobilité du fond, elle marque la limite 'Offshore' de la zone de circulation des sédiments entre la plage et le fond (Davidson-Arnott, 2010), selon (Carter, 1988) in (Louati and Zargouni, 2009), cette profondeur de fermeture coïnciderait avec une couverture de texture vaseuse-sableuse, vaseuses-argileuse ou vaseuse ; ce choix est tout aussi important dans la désignation de l'angle d'incidence initial.

Pour appuyer le choix de cette profondeur, nous avons estimé la profondeur de fermeture et fait une zonation du profil pour définir la limite supérieure (profondeur de fermeture) et la limite inférieure de la zone du shoaling selon les travaux de (Hallermeier, 1980).

**Tableau III-1 : Houles morphologiques de la zone de Boumerdès**

Échelle Douglas			N	NNE	NE	ENE	E	NNW	NW	WNW	W	
Hiver	1,2	0< - 0.5	H <sub>mor</sub>	0,33	0,36	0,36	0,32	0,32	0,33	0,35	0,36	0,37
			IM	0,12	0,2	0,17	0,20	0,02	0,05	0,05	0,10	0,05
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,81	0,91	0,88	0,85	0,84	0,96	0,93	0,93	0,97
			IM	0,67	<b>1,71</b>	<b>1,14</b>	0,57	0,07	0,43	0,46	1,06	<b>1,12</b>
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,86	1,82	1,72	1,60	1,29	1,85	1,85	1,82	1,87
			IM	<b>2,19</b>	<b>3,59</b>	0,77	0,23	0,01	1,09	1,17	<b>2,39</b>	<b>4,51</b>
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	3,12	3,05	2,93	2,97	-	3,07	3,12	3,07	3,10
			IM	<b>1,82</b>	<b>1,8</b>	0,2	0,05	-	0,90	0,72	1,36	<b>2,67</b>
	6	4.0-6	H <sub>mor</sub>	4,54	4,60	-	4,04	-	4,60	4,39	4,35	4,49
			IM	0,41	0,41	-	0,01	-	0,22	0,21	0,20	0,69
	7	>6	H <sub>mor</sub>	6,37	-	-	-	-	-	-	-	6,35
			IM	0,03	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Printemps	1,2	0< - 0.5	H <sub>mor</sub>	0,35	0,37	0,37	0,37	0,39	0,36	0,37	0,38	0,39
			IM	0,11	0,17	0,32	0,25	0,02	0,05	0,06	0,11	0,08
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,92	0,90	0,89	0,88	0,84	0,88	0,88	0,91	0,94
			IM	0,83	<b>1,93</b>	<b>2,50</b>	1,45	0,08	0,46	0,52	1,35	1,63
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,74	1,73	1,63	1,65	1,39	1,80	1,77	1,73	1,83
			IM	1,3	<b>2,37</b>	<b>1,79</b>	1,13	0,01	0,71	0,54	1,59	<b>3,95</b>
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	3,01	2,95	2,93	2,76	-	3,04	3,01	3,00	3,00
			IM	0,66	0,62	0,14	0,06	-	0,33	0,24	0,38	<b>1,85</b>
	6	4.0-6	H <sub>mor</sub>	4,80	4,64	-	-	-	4,24	4,46	4,56	4,42
			IM	0,15	0,12	-	-	-	0,01	0,12	0,1	0,13
	7	>6	H <sub>mor</sub>	6,40	-	-	-	-	6,98	6,39	-	-
			IM	0,01	-	-	-	-	0,001	0,001	-	-
Été	1,2	<0.5	H <sub>mor</sub>	0,37	0,38	0,38	0,38	0,38	0,37	0,38	0,4	0,4
			IM	0,10	0,22	0,45	0,56	0,01	0,07	0,08	0,13	0,13
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,85	0,91	0,87	0,84	0,70	0,81	0,81	0,86	0,87
			IM	0,47	<b>2,16</b>	<b>4,23</b>	<b>3,68</b>	0,03	0,26	0,37	0,96	1,35
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,60	1,58	1,56	1,53	-	1,61	1,58	1,63	1,66
			IM	0,23	<b>1,74</b>	<b>2,47</b>	<b>1,27</b>	-	0,09	0,06	0,49	1,03
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	2,56	2,60	2,64	2,69	-	-	-	2,68	2,80
			IM	0,01	0,03	0,03	0,02	-	-	-	0,03	0,12
Automne	1,2	<0.5	H <sub>mor</sub>	0,37	0,37	0,41	0,38	0,37	0,36	0,37	0,38	0,38
			IM	0,10	0,20	0,33	0,30	0,02	0,06	0,08	0,13	0,08
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,90	0,89	0,85	0,83	0,74	0,86	0,88	0,88	0,93
			IM	0,74	<b>2,35</b>	<b>2,48</b>	1,51	0,07	0,4	0,49	1,22	1,37
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,80	1,73	1,58	1,58	-	1,81	1,82	1,76	1,80
			IM	1,28	<b>2,68</b>	1,12	0,44	-	0,53	0,57	1,72	<b>3,69</b>
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	2,98	2,97	2,77	2,81	-	2,94	2,98	3,02	3,05
			IM	0,5	0,89	0,01	0,01	-	0,25	0,26	0,43	<b>1,38</b>
6	4.0-6	H <sub>mor</sub>	4,55	4,40	-	-	-	4,41	4,65	4,27	4,44	
		IM	0,13	0,14	-	-	-	0,02	0,04	0,05	0,14	

**Tableau III-2: Houles morphologiques de la zone de El-Djamila.**

Échelle de Douglas			N	NNE	NE	ENE	E	NNW	NW	WNW	W		
Hiver	1,2	0< -0.5	H <sub>mor</sub>	0,33	0,34	0,35	0,33	0,37	0,32	0,35	0,34	0,37	
			IM	0,08	0,19	0,18	0,22	0,02	0,05	0,05	0,10	0,08	
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,92	0,92	0,89	0,85	0,87	0,93	0,95	0,88	0,95	
			IM	0,50	<b>1,53</b>	<b>1,46</b>	0,82	0,13	0,38	0,38	0,66	<b>1,63</b>	
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,82	1,85	1,75	1,68	1,54	1,87	1,85	1,84	1,86	
			IM	1,15	<b>2,92</b>	1,57	0,52	0,03	1,02	0,92	1,4	<b>5,61</b>	
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	3,06	3,08	3,05	3,04	-	3,09	3,10	3,11	3,11	
			IM	0,63	<b>1,6</b>	0,46	0,12	-	0,71	0,58	0,75	<b>3,30</b>	
	6	4.0-6	H <sub>mor</sub>	4,56	4,63	4,59	4,31	-	4,43	4,47	4,31	4,48	
			IM	0,09	0,41	0,01	0,02	-	0,19	0,09	0,07	<b>0,73</b>	
7	>6	H <sub>mor</sub>	-	6,24	-	-	-	-	-	-	6,15		
		IM	-	0,02	-	-	-	-	-	-	0,02		
Printemps	1,2	<0.5	H <sub>mor</sub>	0,35	0,36	0,37	0,38	0,32	0,37	0,37	0,37	0,39	
			IM	0,06	0,17	0,32	0,32	0,02	0,05	0,05	0,08	0,15	
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,90	0,88	0,89	0,89	0,88	0,90	0,87	0,88	0,91	
			IM	0,6	1,33	<b>2,44</b>	1,47	0,14	0,37	0,39	0,76	<b>2,26</b>	
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,80	1,75	1,70	1,71	1,41	1,85	1,84	1,74	1,80	
			IM	0,7	1,43	<b>2,33</b>	<b>2,24</b>	0,04	0,6	0,38	0,69	<b>4,78</b>	
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	3,07	3,06	2,94	2,89	-	3,01	3,11	3,06	3,01	
			IM	0,17	0,55	0,36	0,34	-	0,27	0,17	0,19	<b>2,22</b>	
	6	4.0-6	H <sub>mor</sub>	4,07	4,65	4,19	-	-	4,22	4,64	4,46	4,35	
			IM	0,02	0,14	0,04	-	-	0,02	0,06	0,05	0,18	
7	>6	H <sub>mor</sub>	6,79	-	-	-	-	6,05	6,32	-	-		
		IM	0,02	-	-	-	-	0,01	0,01	-	-		
Été	1,2	<0.5	H <sub>mor</sub>	0,38	0,37	0,39	0,39	0,38	0,37	0,38	0,38	0,4	
			IM	0,07	0,15	0,33	<b>0,65</b>	0,01	0,05	0,06	0,11	0,22	
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,82	0,84	0,89	0,87	0,83	0,82	0,80	0,82	0,86	
			IM	0,29	0,94	<b>3,84</b>	<b>5,22</b>	0,06	0,21	0,25	0,51	<b>2,05</b>	
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,58	1,58	1,65	1,63	1,64	1,61	1,50	1,59	<b>1,71</b>	
			IM	0,09	0,26	<b>2,96</b>	<b>3,24</b>	0,01	0,05	0,05	0,13	<b>1,63</b>	
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	-	-	2,72	2,9	-	2,68	-	2,53	2,84	
			IM	-	-	0,11	0,12	-	0,003	-	0,003	0,16	
	Automne	1,2	<0.5	H <sub>mor</sub>	0,37	0,37	0,38	0,38	0,37	0,38	0,36	0,38	0,38
				IM	0,06	0,2	0,31	0,34	0,02	0,06	0,06	0,11	0,13
3		0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,90	0,87	0,87	0,84	0,80	0,85	0,85	0,85	0,92	
			IM	0,55	1,58	<b>2,62</b>	<b>2,23</b>	0,13	0,34	0,38	0,79	1,97	
4		1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,77	1,81	1,70	1,62	1,63	1,80	1,78	1,76	1,82	
			IM	0,62	1,77	<b>1,89</b>	1,19	0,01	0,5	0,4	0,79	<b>4,65</b>	
5		2.5-4	H <sub>mor</sub>	3,01	2,98	2,87	2,76	-	3,00	2,95	2,93	3,08	
			IM	0,10	0,71	0,09	0,07	-	0,17	0,15	0,22	<b>1,67</b>	
6		4.0-6	H <sub>mor</sub>	4,48	4,40	5,45	-	-	4,65	4,27	4,21	4,54	
			IM	0,02	0,08	0,03	-	-	0,05	0,02	0,02	0,15	
7	>6	H <sub>mor</sub>	-	-	6,11	-	-	-	-	-	-		
		IM	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-		

**Tableau III-3: Houles morphologiques de la zone de Cherchell.**

Échelle de Douglas				N	NNE	NE	ENE	E	NNW	NW	WNW	W	
Hiver	1, 2	0< - 0.5	H <sub>mor</sub>	0,32	0,34	0,34	0,27	0,35	0,33	0,32	0,34	0,37	
			IM	0,10	0,27	0,31	0,11	0,01	0,06	0,07	0,14	0,08	
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,91	0,90	0,86	0,86	0,84	0,93	0,91	0,89	0,83	
			IM	0,64	<b>1,89</b>	<b>1,67</b>	0,25	0,09	0,41	0,45	0,8	<b>1,67</b>	
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,81	1,81	1,70	1,44	1,39	1,78	1,83	1,81	1,83	
			IM	1,19	<b>2,76</b>	1,35	0,05	0,01	1,03	0,94	1,48	<b>5,03</b>	
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	3,08	3,05	2,99	-	-	3,14	3,14	3,14	3,13	
			IM	0,62	1,23	0,3	-	-	0,74	0,58	0,80	<b>2,6</b>	
	6	4-6	H <sub>mor</sub>	4,58	4,74	4,12	-	-	4,65	4,61	4,43	4,55	
			IM	0,08	0,34	0,02	-	-	0,21	0,11	0,15	0,8	
	7	>6	H <sub>mor</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,07
			IM	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02
Printemps	1, 2	<0.5	H <sub>mor</sub>	0,36	0,36	0,37	0,32	0,36	0,36	0,37	0,38	0,38	
			IM	0,08	0,26	0,32	0,1	0,01	0,06	0,08	0,14	0,12	
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,90	0,89	0,87	0,87	0,89	0,86	0,85	0,88	0,93	
			IM	0,73	<b>1,74</b>	<b>3,99</b>	0,36	0,07	0,43	0,51	1,08	<b>2,31</b>	
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,77	1,75	1,68	1,58	1,49	1,82	1,78	1,73	1,79	
			IM	0,77	<b>1,29</b>	<b>3,11</b>	0,18	0,01	0,53	0,4	0,95	<b>4,58</b>	
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	2,99	3,08	2,87	2,77	-	3,01	3,07	3,03	3,05	
			IM	0,20	0,48	0,38	0,004	-	0,25	0,17	0,21	<b>1,93</b>	
	6	4.0-6	H <sub>mor</sub>	4,26	4,45	4,09	-	-	4,41	5,06	4,53	4,48	
			IM	0,01	0,08	0,02	-	-	0,04	0,05	0,09	0,35	
	7	>6	H <sub>mor</sub>	6,67	-	-	-	-	-	6,31	-	-	
			IM	0,02	-	-	-	-	-	0,02	-	-	
Été	1, 2	<0.5	H <sub>mor</sub>	0,38	0,38	0,39	0,32	0,42	0,38	0,38	0,39	0,4	
			IM	0,12	0,24	0,92	0,16	0,004	0,08	0,11	0,14	0,2	
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,80	0,84	0,86	0,81	0,81	0,81	0,78	0,83	0,87	
			IM	0,41	1,42	<b>7,73</b>	0,27	0,03	0,34	0,36	0,87	<b>1,82</b>	
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,61	1,54	1,62	1,62	1,44	1,42	1,50	1,56	1,68	
			IM	0,12	0,38	<b>4,27</b>	0,07	0,01	0,05	0,05	0,27	<b>1,61</b>	
5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	2,75	2,58	2,77	2,51	-	-	-	2,61	2,85		
		IM	0,01	0,01	0,14	0,003	-	-	-	0,003	0,16		
Automne	1, 2	<0.5	H <sub>mor</sub>	0,37	0,36	0,37	0,38	0,37	0,37	0,36	0,38	0,37	
			IM	0,1	0,28	0,62	0,17	0,01	0,09	0,09	1,56	0,12	
	3	0.5-1.25	H <sub>mor</sub>	0,86	0,86	0,85	0,79	0,88	0,92	0,84	0,87	0,92	
			IM	0,65	<b>1,91</b>	<b>3,88</b>	0,26	0,06	0,48	0,49	1,12	<b>1,85</b>	
	4	1.25-2.5	H <sub>mor</sub>	1,78	1,76	1,67	1,48	1,44	1,72	1,72	1,74	1,79	
			IM	0,72	<b>1,67</b>	<b>2,07</b>	0,01	0,01	0,46	0,4	1,04	<b>3,59</b>	
	5	2.5-4	H <sub>mor</sub>	2,99	2,96	2,74	-	-	3,04	2,85	3,06	3,06	
			IM	0,17	0,44	0,07	-	-	0,14	0,13	0,3	<b>1,49</b>	
	6	4.0-6	H <sub>mor</sub>	5,13	4,37	5,44	-	-	4,62	4,40	4,14	4,60	
			IM	0,02	0,05	0,02	-	-	0,05	0,03	0,01	0,16	
	7	>6	H <sub>mor</sub>	-	-	6,45	-	-	6,79	-	-	-	
			IM	-	-	0,02	-	-	0,02	-	-	-	

L'objectif de la détermination de profondeur de fermeture est de justifier le choix du point d'extraction de 30 m d'une part; et d'autre part la zonation permet d'appuyer la prise en considération de la pente intégrée pour l'estimation du LSTR par les formules empiriques.

La profondeur de fermeture ou profondeur limite (Closure depth,  $d_c$ ) est définie comme étant la profondeur à partir de laquelle il n'existe pas de changement significatif du fond ni du transport sédimentaire entre la zone côtière et le large (Kraus et al., 1998) in (Schwartz, 2006) (Mezouar, 2009; Reeve et al., 2018; Sabatier, 2001). Pour la définir, il existe trois (03) méthodes (Louati and Zargouni, 2009) : les relevés périodiques des profils de plages ; selon un critère sédimentologique (susmentionné) selon (Carter, 1988) ; En cas d'absence du profil,  $d_c$  est estimée par les formules empiriques telles que :

$$d_c = 2.28H_e - 68.5 \left( \frac{H_e^2}{gT_e^2} \right) \text{ (Hallermeier, 1978, 1980)} \quad \text{Eq III-2}$$

Ou selon (Birkemeier, 1985)

$$d_c = 1.57H_{s12} \text{ in (Reeve et al., 2018)} \quad \text{Eq III-3}$$

$$d_c = 1.75H_e - 57.9 \left( \frac{H_e^2}{gT_e^2} \right) \text{ in (Mezouar, 2009; Sabatier, 2001)} \quad \text{Eq III-4}$$

Selon (Sabatier, 2001), (Hanson, 1989) propose de définir la profondeur de fermeture en utilisant simplement les houles maximales ou  $d_c = 2H_{max}$  Eq III-5

Le paramètre de houle effective ( $H_e$ ) se base sur les conditions de houles locales n'excédants pas 12h par an (soit  $\approx 0,14$  %). (Benassai, 2006) indique que le Coastal engineering Manual (CEM, 2001) définit  $H_e$  par rapport à la moyenne et l'écart type selon une distribution exponentielle, tel que  $H_e = \bar{H} + 5,6\sigma_H$  (Hallermeier, 1978, 1980), alors que Wise (1998) recommande de prendre en considération  $H_e$  à 10 m de profondeur.

La profondeur de fermeture varie avec l'échelle de temps prise en considération ; sur une période de 1an, 5et 20 années,  $d_c$  aura tendance à s'accroître (Dean and Maurmeyer, 2018) ; comme nous l'observons sur la figure (III-2),  $d_c$  varie d'une année à une autre, et d'une décennie a une autre, le maximum estimé par an est de 12,27 m pour l'équation III-2. Les résultats obtenus par l'équation III-3 et III-4 sont plus faibles et varient entre 7,5 m et 10 m ; (Birkemeier, 1985) indique que la profondeur de fermeture estimée par (Hallermeier, 1978) génère une certaine surestimation. Dans notre cas, nous favorisons cette surestimation, par rapport aux résultats obtenus par les équations de Brikemeire(1985) afin d'avoir une estimation maximale de la limite du transport longshore signifiant.(Dingler, 2005; Sabatier, 2001) indiquent qu'en général la profondeur à laquelle les vagues commencent à interagir avec le fond varient entre 10 m et 20 m de profondeur.

Nous avons aussi procédé à la détermination de la profondeur de clôture, d'une autre manière, dans l'objectif de définir la zone du shoaling que Hellermeier (1980) a défini comme étant une zone tampon ou l'effet des ondes de surface sur le sédiment du fond est moyennement significatif (Birkemeier, 1985). Cette étape permet de faire une zonation tri-partielle ((Hallermeier, 1980) :zone du large (Offshore zone), zone littorale et la zone intermédiaire qui

correspond à la zone du shoaling. Elle est limitée vers la zone littorale par la profondeur  $d_l$  et vers la zone offshore par la profondeur  $d_i$ .

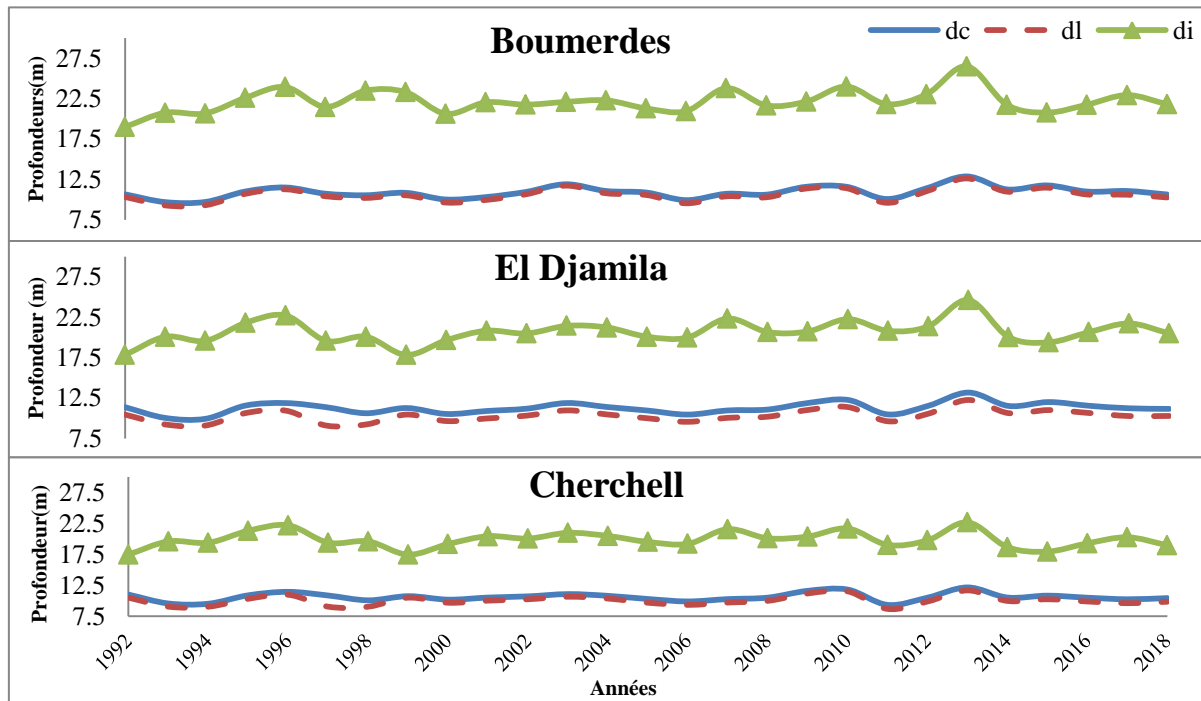
Les deux profondeurs se définissent comme :

$$d_l = 2\bar{H}_s + 11\sigma \quad \text{Eq III-6}$$

$$d_i = (\bar{H}_s - 0,3\sigma)\bar{T}_s(g/5000D)^{0,5} \quad \text{Eq III-7}$$

$\bar{H}_s$  La hauteur significative moyenne (m) ;  $\bar{T}_s$  La période moyenne(s) ;  $g$  gravité ( $m.s^{-2}$ ) ;  $D$  (m) est le diamètre du grain à une profondeur égale à  $1,5 d_l$ .

La figure III-2 nous permet d'observer la variation des limites de la zonation et ainsi donc la variation de l'étendue de la zone intermédiaire. Nous observons qu'au cours des 26 ans,  $d_i$  varie entre 19 m et 26,5 m pour Boumerdès, 17,84 m et 24,62 m pour la baie d'El-Djamila, 17,45 m et 22,67 m pour Cherchell. Pour  $d_l$ , nous remarquons qu'il présente des valeurs très proches par rapport à  $d_c$ . Le tableau en annexe III-1 montre la variation de la profondeur de fermeture estimée pour les différents scénarii de chaque zone d'étude.

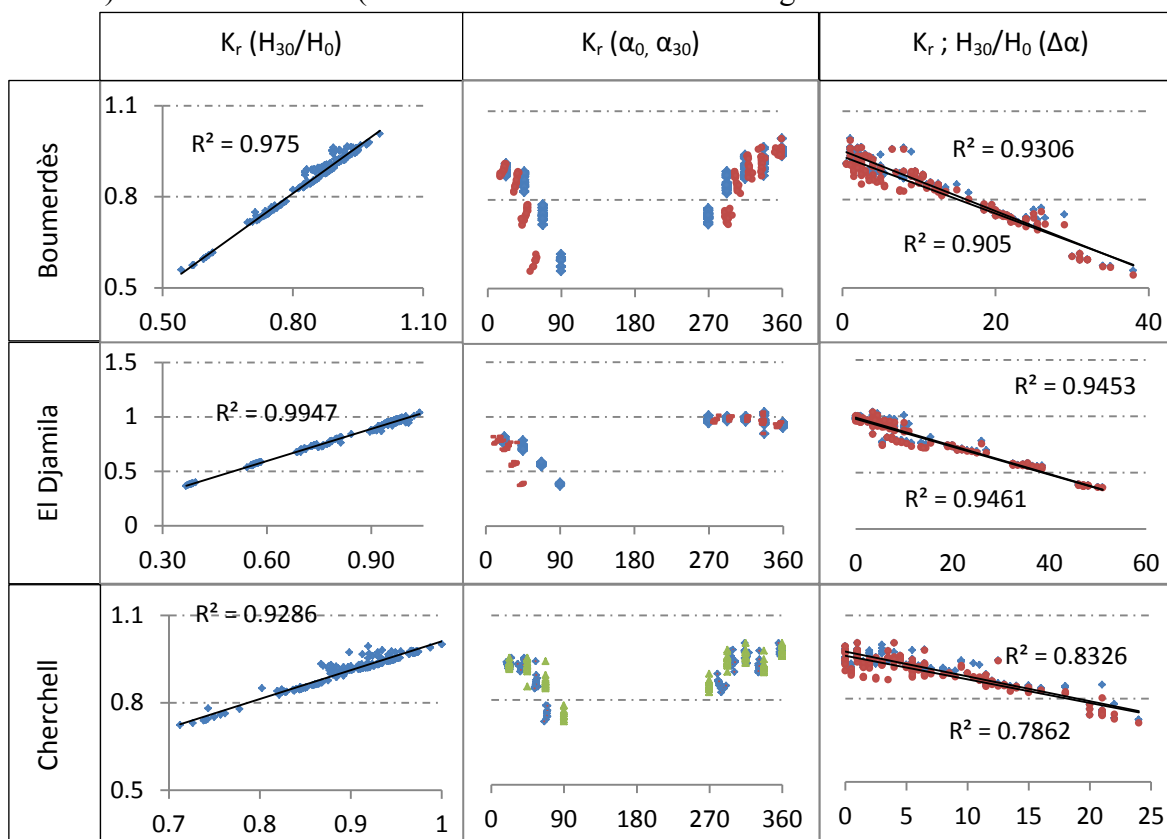


**Figure III-2: Variation temporelle de la profondeur de fermeture  $d_c$  et les limites de la zone de shoaling selon les travaux de Hallermeier (1978,1980) dans les trois sites d'études.**

### III.3 Plans de propagation des houles

Dans les zones de Boumerdès, la baie d'El-Djamila et Cherchell (El Hamdania), un total de 487 scénarii qui ont été établis et simulés afin d'analyser le comportement des houles de différentes amplitudes et d'évaluer leur shoaling et réfraction entre les frontières limites et la limite des 30 m de profondeur et 5 m (Tableau en annexe III-2). Le nombre de scénarii pour chaque zone est respectivement égal à 160, 165 et 162.

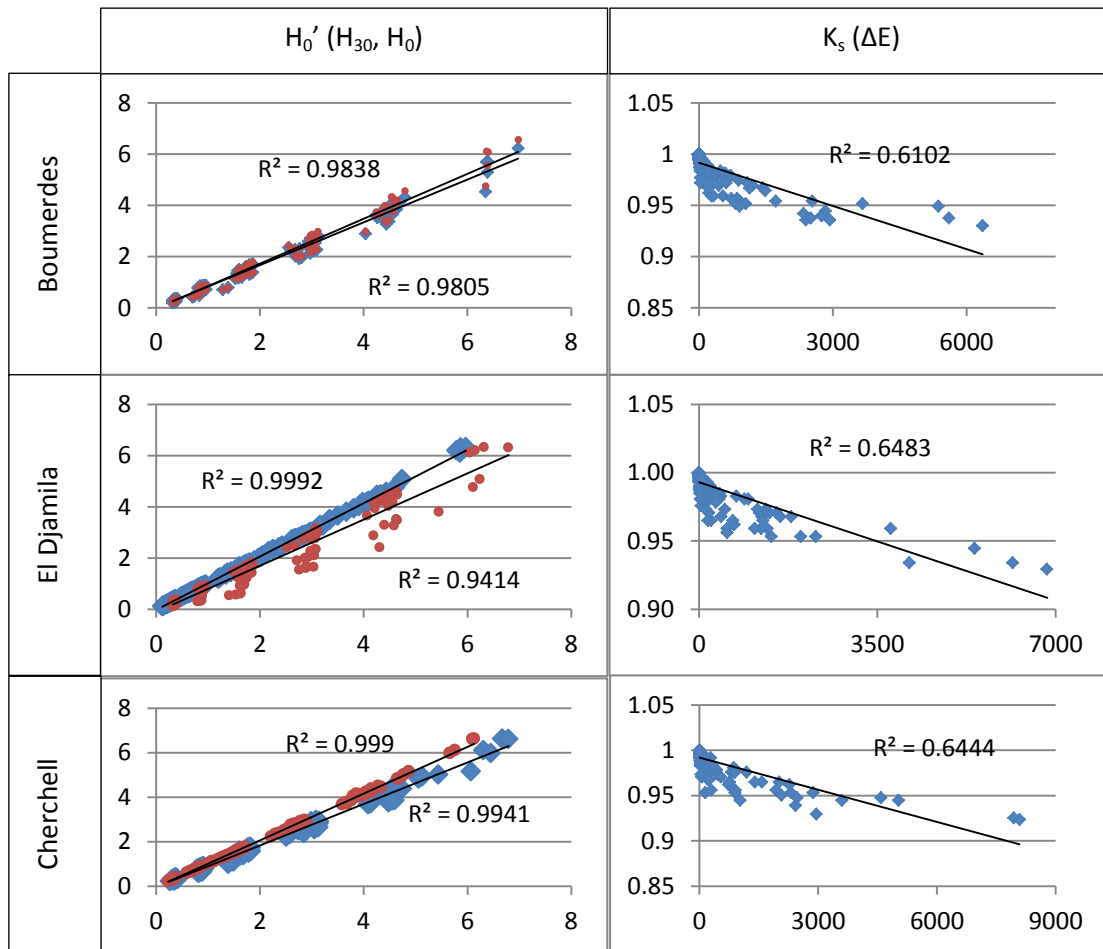
Vu le nombre important des résultats, nous présentons dans la figure III-3 et III-4 une série de graphiques présentant le rapport entre les coefficients de réfraction  $K_r$  et de shoaling par rapport aux différents paramètres dans le but de décrire le plan de propagation de la houle. Le ratio entre  $H_{mor}$  à 30 m de profondeur et la hauteur morphologique représentative initiale correspond au rapport du coefficient de shoaling et de réfraction, c.à.d. il exprime le taux de variation des paramètres de houle dû à la combinaison de l'effet du shoaling (variation de la hauteur) et de la réfraction (variation de la célérité et de l'angle d'incidence de la crête de houle)



**Figure III-3: La variation du coefficient de réfraction  $K_r$  en fonction du ratio ( $H_{30}/H_0$ ), l'angle de la houle initiale ( $H_0$ ), l'angle de la houle à -30 m ( $H_{30}$ ) et l'angle ( $\Delta\alpha$ ) de déviation entre les 2 profondeurs.**

La propagation de la houle des grandes profondeurs vers 30 m de profondeur montre que le phénomène responsable de la variation de l'amplitude des houles est principalement le processus de réfraction avec un coefficient de corrélation variant entre 0,99 et 0,92 pour les 3 zones d'études (figure III-3). Pour nos sites d'études, le linéaire côtier d'El Hamdania est très exposé ; selon la classification (Chapitre I) établie par (Courtaud, 2000) in (Vu, 2018) ; aux secteurs N, NW, WNW, NNW, NNE, NE, ENE et l'W, il présente aussi une exposition modérée au secteur E. Les houles qui gardent de leurs amplitudes sont des houles dont les angles d'incidence varient le moins. La baie d'El-Djamila est quant à elle très exposée aux houles de secteurs N, NW, WNW, NNW, NNE, pour le reste des secteurs, elle présente une exposition modérée. Le linéaire côtier de Boumerdès présente une exposition importante aux secteurs N, NW, WNW, NNW, NNE, NE, ENE et l'W, il présente aussi une exposition modérée au secteur E.

L'énergie des houles est reliée au shoaling plus qu'à la réfraction, le coefficient de shoaling  $K_s$  présente une corrélation de 0,61 à 0,64 avec le taux de dissipation d'énergie entre les deux limites. Nous remarquons aussi sur la figure III.4 que la hauteur de houle à 30 m de profondeur est pratiquement égale à  $H_0'$ , même si on observe un comportement différent d'une zone à une autre, qui pourrait être dû à la différence entre l'étendue du fetch et à la morphologie du fond. En analysant la variation de  $K_s$  par rapport à la profondeur, nous avons observé qu'à partir des profondeurs qui avoisinent les 25 m, le  $K_s$  diminue aux profondeurs proches de 7 m le coefficient commence à croître pour atteindre 1,4 ; ce qui correspondrait à la zone du levé.



**Figure III-4: Colonne gauche : Relation entre la houle au large non réfractée  $H_0'$  et la hauteur initiale et la hauteur à 30 m de profondeur. Colonne droite : la variation du  $K_s$  avec la perte d'énergie entre la limite au large et la limite des 30 m.**

Les cartes de la figure III-5 et III-6 présentent la distribution spatiale du  $K_r$  des houles ayant l'impact morphologique le plus important pour chaque saison et l'annexe III-4 projette le plan de propagation des houles ; cette dominance diffère d'une saison à une autre, mais aussi d'une zone à l'autre, même si l'IM le plus important reste relativement caractéristique des hauteurs de houles du même ordre de grandeur pour les trois zones en chaque saison.

Nous observons sur l'ensemble des plans que les houles se propagent et se réfractent en présentant une tendance d'alignement des crêtes avec les contours bathymétriques et du trait de côte (Arnaud, 2016) ; nous observons aussi que la répartition de l'énergie par rapport aux profondeurs suit le même schéma que la distribution du coefficient de réfraction ceci s'observe principalement au-delà des 50 m à 30 m de profondeur. Les houles de secteur W présentent déjà un IM important, en se propageant, elles se réfractent avec un angle qui sera plus favorable à la génération d'un courant longitudinal et seront donc plus impactantes sur la morphologie de la côte ((VanRijn, 2013).

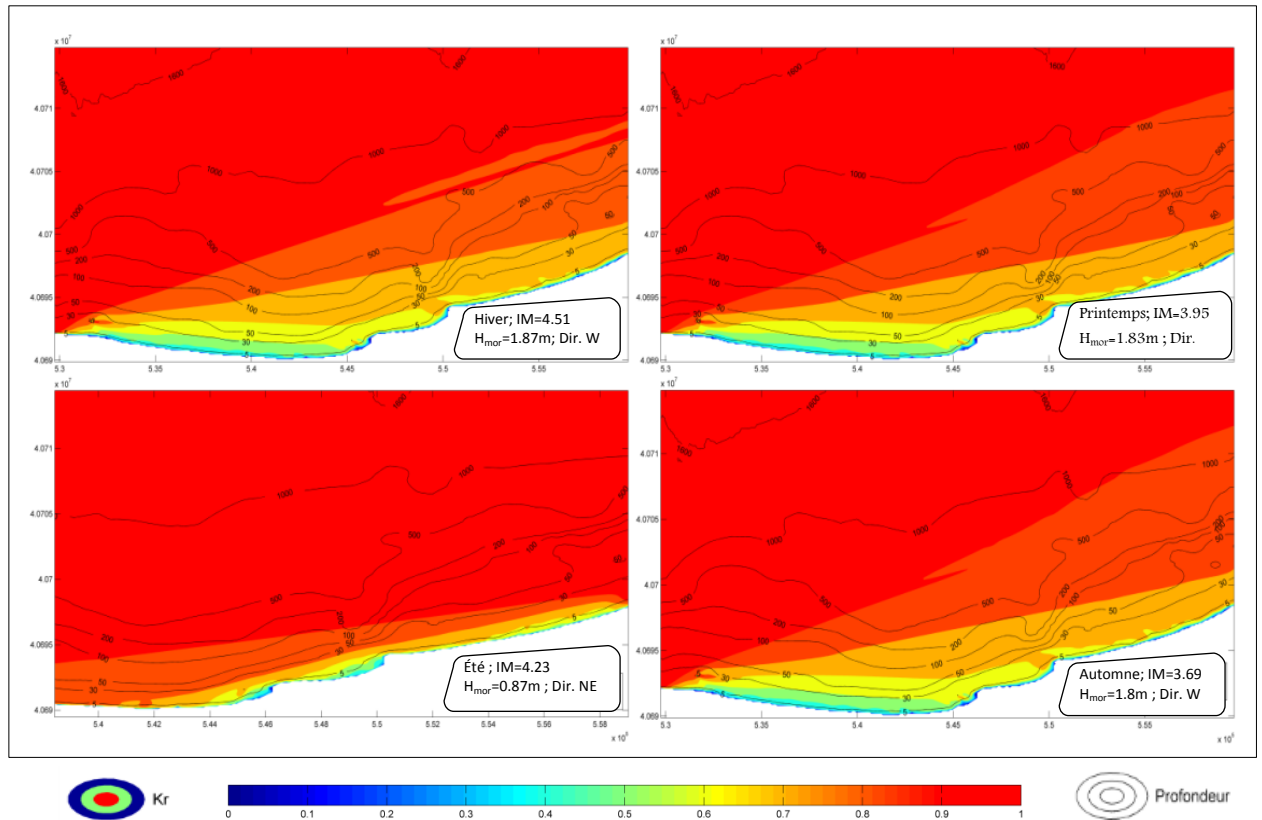
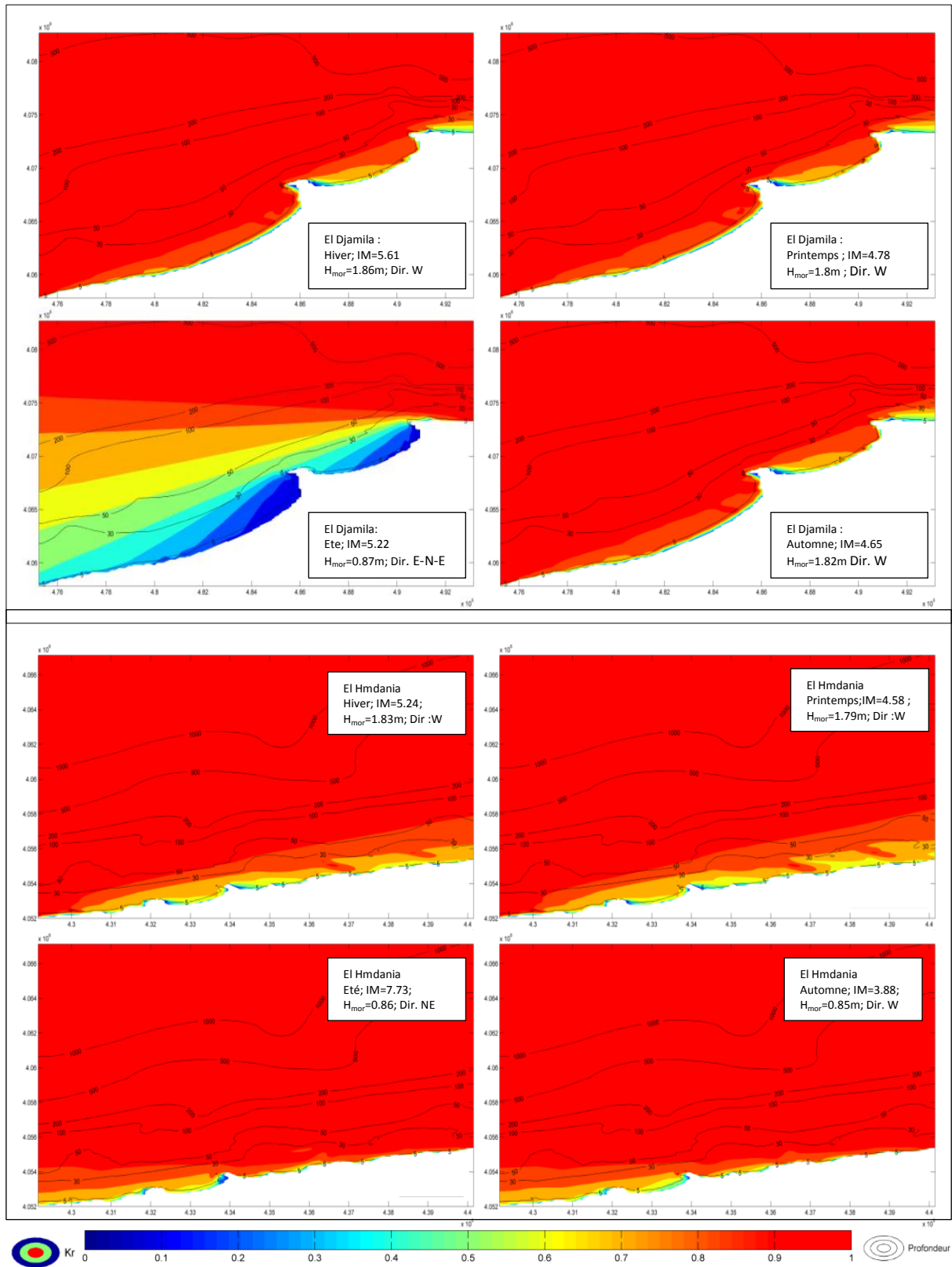


Figure III-5 : Distribution spatiale du Kr par rapport à la profondeur pour Boumerdes en conditions saisonnières.



**Figure III-6 : Distribution spatiale du Kr par rapport à la profondeur pour les zones : Baie d'El Djamilia (en haut), El Hamdania (en bas) pour des conditions saisonnières.**

La figure III-7 montre que pour les houles de grandes amplitudes, le processus de réfraction est important aux petites profondeurs, c'est ce qui fait que l'énergie de ces houles se

dissipe sur la côte en provoquant une variation considérable de l'élément morphologique qui la subit.

Les résultats du SWAN nous permettent de quantifier le transport sédimentaire, la détermination de la profondeur de clôture ainsi que la classification des plages pour une année théorique.

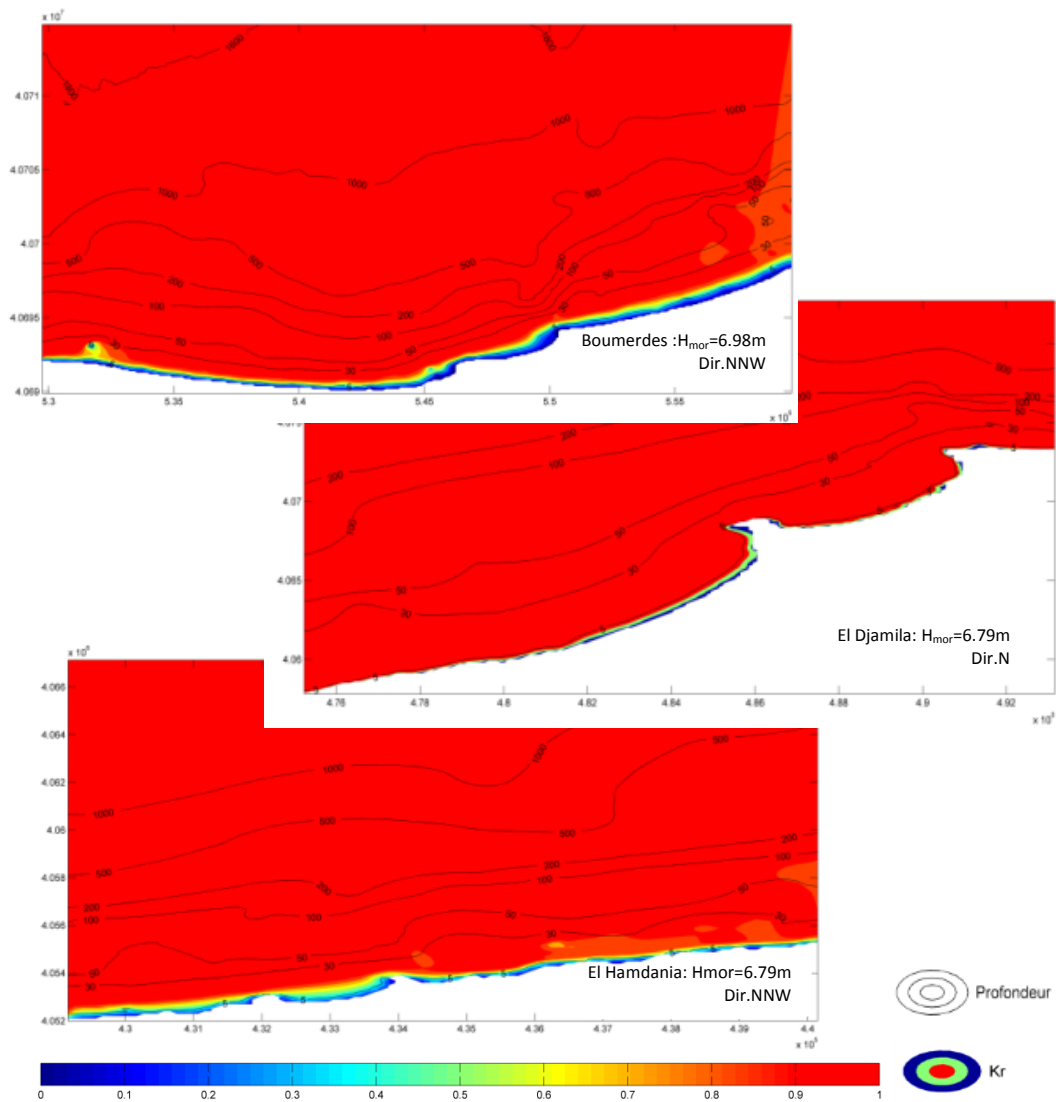


Figure III-7: Plan montrant la distribution spatiale du  $K_r$  pour des houles extrêmes.

#### III.4 Quantification du Transport sédimentaire longshore :

La détermination du transit longitudinal lié à la dérive littorale est un élément très important. À la fin des années 1960 R. Dolan insistait sur les déplacements longitudinaux et les processus associés générés par la houle, qui devaient être pris en compte dans l'analyse des changements morpho-sédimentaires du littoral (Dolan 1970). La notion de transit sédimentaire longitudinal est une composante essentielle du dispositif, car ces transferts assurent non seulement les échanges dans la cellule sédimentaire, mais également la connexion d'une cellule à une autre, ce transit est aussi responsable de la variation de la position du trait de côte ((Hanson and Kraus, 1989) à différentes échelles.

### **III.4.1 Formules empiriques**

Pour une première estimation du transport sédimentaire dans le cadre des travaux de cette thèse, nous nous appuyons sur les formules empiriques pour la quantification du transport longshore total incluant le transport en suspension et le transport par charriage et saltation. Les équations utilisées (tableau III-4) sont en nombre de quatre et sont exprimées en termes de conditions de déferlement des houles (Walton Jr and Dean, 2010), elles ont été regroupées par (Van Rijn, 2014) sur le modèle « CROSMOR ». Le choix s'est porté sur ces formules, car elles ont été largement utilisées pour l'estimation du transport sédimentaire pour les plages du monde.

Cette partie renferme une partie qui a fait l'objet d'une publication scientifique « Nearshore hydrodynamics and sediment transport processes along the sandy coast of Boumerdes » présentée en annexe.

#### ***III.4.1.1 La formule de CERC 1984 :***

CERC (Coastal Engineering Research Center, shore protection manual, 1984) est une formule très utilisée dans l'estimation transport longshore (Van Rijn, 2013). Cette méthode se base sur le principe que le taux du transport sédimentaire est proportionnel à la puissance longshore de vague par unité de longueur de la plage (Van Rijn, 2014) aux flux d'énergie (Komar and Inman, 1970; Shanas and Kumar, 2014). Cette méthode ne prend pas en compte les paramètres important tel que le diamètre du grain, la morphologie de la côte : pente et orientation de la côte (Deigaard et al., 1986). Elle n'est valide que pour des conditions de plages sableuses (Van Rijn, 2014).

#### ***III.4.1.2 La formule de Kamphuis (1991) :***

Kamphuis a développé une formule empirique pour l'estimation du transport sédimentaire longshore, elle inclut la pente de la plage, la période de la vague et le diamètre du grain (Nair et al., 2015; Shanas and Kumar, 2014; Wang et al., 1998). La définition de cette formule s'est faite sur la base d'analyses dimensionnelles et de calibration à partir des travaux aux laboratoires et sur le terrain (Khalifa et al., 2009).

#### ***III.4.1.3 La formule modifiée de Kamphuis (2013)***

C'est une réévaluation de la formule originale effectuée par Mil-Homens et al. (2013) qui se sont basés sur une série de données de 250 points, ces données correspondent à des conditions sédimentaires sableuses et d'intensités hydrodynamiques moyennes (Mil-Homens et al., 2013; Van Rijn, 2014).

#### ***III.4.1.4 La formule de Van Rijn (2014)***

La formule établie par Van Rijn en 2014 prend en considération la vitesse du courant moyen longshore sur une section perpendiculaire à la côte dans la zone de déferlement ; la désignation de ce courant est basée sur les travaux de (Bagnold, 1963) et (Komar 1979).

**Tableau III-4: Formules du transport longshore.**

Equations	
CERC (1984)	$Q_{t, mass} = k \left[ \rho \sqrt{\frac{g}{\gamma_b}} / 16(\rho_s - \rho)(1 - p) \right] H_{s, br}^{2.5} \sin(2\theta_{br})$
Kampuis (1991)	$Q_{t, ass} = 2.33 \rho_s / \rho_s - \rho H_{s, br}^2 T_p^{1.5} \tan \beta^{0.75} d_{50}^{-0.25} \sin^{0.6}(2\theta_{br})$
Kampuis modifiée (2013)	$Q_{t, mass} = 0.15 \rho_s / \rho_s - \rho H_{s, br}^{2.75} T_p^{0.89} \tan \beta^{0.86} d_{50}^{-0.69} \sin^{0.5}(2\theta_{br})$
Van Rijn (2014)	$Q_{t, mass} = 0.0006 K_{swell} \rho_s (\tan \beta)^{0.4} (d_{50})^{-0.6} (H_{s, br})^{2.6} V_{wave}$

$g$ : Gravité ;  $\gamma_b$ : coefficient de déferlement ;  $k$ : proportionnalité empirique adimensionnelle.  $p$ : facteur de porosité (0,4) ;  $H_{s, br}$  Hauteur de la houle au déferlement (m) ;  $T_p$  : période pic (s) ;  $\tan \beta$  : pente du fond ;  $d_{50}$ : taille du sédiment (m) ;  $\theta_{br}$ : l'angle de la houle au déferlement  $V_{wave} = 0,3(gH_{s, br})^{0.5} \sin(2\theta_{br})$ .

#### III.4.2 Paramétrisations des formules :

Afin d'estimer le transport sédimentaire, nous avons tout d'abord considéré une approche simpliste, en nous basons sur les hauteurs moyennes pour chaque direction, c'est ce qui a défini 36 scénarii pour paramétrer les formules, ces résultats ont fait l'objet de l'article « Nearshore hydrodynamics and sédiment transport processes along the sandy coast of Boumerdès » (Salem Cherif et al., 2019). Par la suite, nous avons procédé à un traitement plus détaillé des houles, décrit dans la section (III.1.3.)

La détermination de la hauteur de houle au point de déferlement se base sur le paramètre de déferlement  $\gamma_b$  considéré à 0,8, où la hauteur au large a été considérée comme une houle extraite des résultats sortants du modèle SWAN à une profondeur de 30 m. Contrairement aux travaux de (Salem Cherif et al., 2019) les directions des houles extraites à 30 m ont été définies comme étant la moyenne des directions des houles locales.

L'estimation du transport au niveau de la baie d'El-Djamila et El Hamdania (plage oued Hachem et plage oued Bella) a été établie sur plusieurs profils; nous avons procédé à un découpage du linéaire côtier en 6 segments pour lesquels l'orientation du trait de côte varie (Figures II-20 et II-21), Boumerdès est représentée par un seul profil, car son linéaire côtier présente une orientation rectiligne et une pente quasi régulière. Pour chaque profil, il a été désigné l'angle d'orientation par rapport au nord, le  $D_{50}$  et les paramètres de houle restent les mêmes caractéristiques pour chaque zone. La définition de la pente de la plage diffère (Sunamura, 1984) selon l'objet d'étude et l'objectif visé, dans cette partie la pente prise en considération est la pente correspondante a la zone de surf : entre 0 et -8 m (Van Rijn, 2014);

l'ensemble de nos zones d'études présentent des pentes douces ( $\tan \beta < 0,02$ ) (Deshoulières, 2009; Desmazes, 2005) excepté le profil 1 d'el Hamdania qui présente une pente  $\approx 0,022$ .

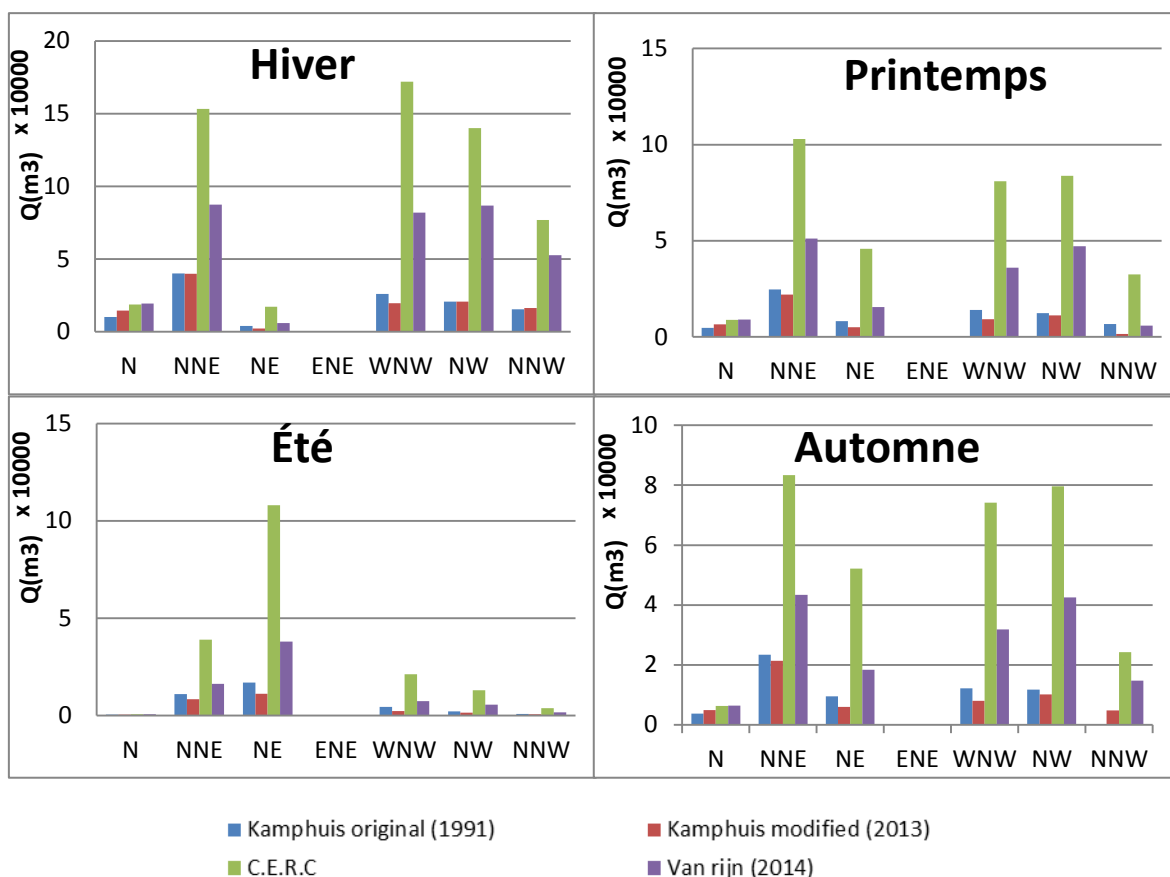
### III.4.3 Résultats :

#### *Régime saisonnier des houles et du taux du transport sédimentaire*

La figure III-8 et les figures en annexe III-4 présentent le taux de transport longshore ( $m^3$ ) cumulé pour chaque direction pour chaque saison. Les figures en annexe III-5 présentent le taux de transport sédimentaire en Kg/s généré par une houle, à 30 m de profondeur, ayant une hauteur  $H_s$ , une période  $T_p$  et une direction pour chaque saison.

#### a) Boumerdès

Le linéaire côtier de Boumerdès, comme cité précédemment, est exposé à un large spectre directionnel, s'étalent de l'W à et l'E. À l'approche de la côte ; les houles de secteur W (fréquence d'Apparition importante) abordent la cote avec des angles correspondant à un secteur WNW, augmentant ainsi leurs fréquences d'apparition. Il est observé qu'en hiver le transport cumulé le plus important est de secteur NNE (figure III-8) présentant des taux qui varient entre  $\approx 1$  kg/s et  $\approx 300$  kg/s engendré par des houles de hauteurs variant entre 0,33 m et 3,81 m à 30 m de profondeur (figure 1 annexe III-5) ; tandis que les autres directions de houles présentent des houles plus importantes, mais le taux du LST reste le même. L'importance du taux du LST cumulé pour la direction NNE revient au fait que la fréquence d'apparition est importante, mais surtout au fait que les périodes pic provenant de ce secteur sont plus importants, ce qui leur confère une longueur importante et donc une cambure qui au moment du déferlement dissipera une énergie concentrée engendrant un LST plus grand (Adams et al., 2011; Grasso et al., 2011; Mil-Homens et al., 2013). Le printemps présente les mêmes tendances avec un taux représentant la moitié du taux transporté en hiver. En été, le transport le plus important est généré par les houles de secteur NE dont la fréquence d'apparition représente  $\approx 57\%$  suivis par le secteur NNE qui présente la même fréquence d'apparition que le secteur WNW mais dont les périodes pic des houles sont plus importantes. L'automne présente un taux un peu plus supérieur pour les houles de secteur NNE par rapport au transport engendré par les houles de secteurs NE, WNW et NW dont les périodes pic sont plus importantes que pour les autres directions qui présentent d'importantes fréquences d'apparitions.



**Figure III-8 : Évaluation du transport longshore dans le site de Boumerdès pour chaque saison, en fonction des directions de houles incidentes**

**b) El-Djamila :**

*Profil 1 (figure 1-annexe III-4 et Figure 2-annexe III-5)*

Observe une dominance des houles de secteur NNE, la côte au profil 1 est abritée par la presque île de Sidi Fredj et par le port des houles de secteurs W, WNW et NW lors du printemps, l'été et l'automne. En hiver, les houles de secteur N génèrent autant de transport que le secteur NNE.

*Profile 2 (figure 2-annexe III-4 et Figure 3-annexe III-5)*

Les houles atteignant la côte et générant un transport sont de secteur NE-W. Les deux secteurs engendrant une mobilisation importante du sédiment ( $m^3$ /fréquence d'apparition) sont les houles de secteurs NNE et W pour les 4 saisons, ces deux secteurs présentent des paramètres de houles favorables, des fréquences d'apparitions importantes.

*Profil 3 (figure3-annexe III-4 et Figur4-annexe III-5)*

En hiver, au printemps et en automne, le taux de transport le plus important est de Secteur W. En été ; le transport le plus important ( $m^3$ ) est engendré par des houles de secteur NNE et W,

le secteur NNE présente une fréquence d'apparition la plus élevée suivie du NE qui se définit par un état calme (de 0 à 1 m de hauteur) sur l'échelle de Douglass ; l'W présente une fréquence globale d'environ 4 jours pour une houle de 1,6 m de hauteur engendrant un taux de transport ( $m^3/4j$ ) important.

*Profil 4 (figure 4-annexe III-4 et Figure 5-annexe III-5)*

Les 4 saisons sont principalement dominées par le secteur W et NNE. Les houles de secteur NNE présentent une fréquence d'apparition importante des états de la mer, même si leurs capacités de transport (kg/s) ne sont pas aussi importantes que ceux du secteur N, leur dominance leur confère une capacité de transport ( $m^3/$  fréquences d'apparition) plus importante. Les houles de secteur W présentent des conditions favorables pour l'ensemble des paramètres abordés ; ceci s'observe pour l'ensemble des saisons.

*Profil 5 (figure 5-annexe III-4 et Figure 6-annexe III-5)*

Le transport généré par le secteur W est dominant durant toutes les saisons, les états de la mer définissant ce secteur varient de la classe 1 à 6 pour l'hiver, le printemps et l'automne, et jusqu'à 5 pour l'été. Leurs fréquences d'apparitions varient entre 16 % à 27 % (maximale au printemps), même si inférieur aux houles de secteur NNE ; mais ayant de petites périodes, les houles de secteurs W, au déferlement présenteront de grandes longueurs d'onde ainsi donc une cambrure importante qui provoquera une libération d'énergie considérable qui entrainera une mobilisation importante.

*Profil 6 (figure 6-annexe III-4 et Figure 7-annexe III-5)*

La côte étant abritée par Ras Acrata n'est atteinte que par les houles de provenance N a W (fréquence d'apparition importante) ; le taux du transport sédimentaire ( $m^3/fréquence$  d'apparition) n'est pas très important dû à l'orientation de la côte qui dans la majeure partie des cas ; ou la hauteur n'est pas grande, mais dont la fréquence d'apparition est importante ; présente un angle d'une incidence de la houle sur la cote pas très favorable. Il est aussi important de rappeler que la zone au profil 6 présente une dominance rocheuse.

### **c) El Hamdania**

*Profil 1 (figure 7-annexe III-4 et Figure 8-annexe III-5)*

En hiver, le transport généré par les houles de secteur WNW est de l'ordre des 30 000  $m^3$ . Au printemps, nous observons que la côte est exposée aux houles de secteurs WNW, NW, NNW et N dont les houles de secteur WNW engendrent un transport 3 fois plus important que les autres directions, ceci étant due principalement à la fréquence d'apparition de 34,5 %. En été, la direction générant le transport le plus grand LST est de direction WNW avec une fréquence d'apparition de 20 %. L'automne présente la même dominance des secteurs de houles avec un taux de 20 000  $m^3$  pour la direction WNW. Quant au taux généré par chaque houle, nous observons que le transport (kg/s) est d'autant plus important que les hauteurs de houles soient grandes, les houles présentant la capacité la plus importante pour le transport sédimentaire (kg/s) sont de secteur NNW en Hiver et en automne, N et NNW au printemps et N en été.

*Profil 2 (figure 8-annexe III-4 et Figure 9-annexe III-5)*

La côte au profil 2 est exposée aux mêmes directions à travers les saisons avec une dominance WNW et NNE. Cette dominance est principalement proportionnelle aux fréquences d'apparition de ces deux directions ainsi qu'aux hauteurs de houles ; les houles engendrant le taux plus important ( $m^3$ /fréquences d'apparition) sont de classe 3 et 4 sur l'échelle de Douglass.

*Profil 3 (figure 9-annexe III-4 et Figure 10-annexe III-5)*

À travers les saisons, il est observé que la côte s'expose à différents régimes avec une présence dominante du secteur WNW et NE (pour l'été) et NNE (pour les autres saisons). Le secteur WNW un taux de transport ( $kg/s$ ) proportionnel pour chaque état de houle et un taux de transport ( $m^3$ /fréquences d'apparition) élevé due à son apparition majoritaire au travers du profil.

*Profil 4 (figure 10-annexe III-4 et Figure 11-annexe III-5)*

Le taux du transport ( $m^3$ /fréquence d'apparition) le plus important est engendré du secteur WNW, NE et NNE au printemps et en automne ; du secteur WNW et NNE en hiver ; NE et WNW en été. Cette dominance est proportionnelle aux fréquences d'apparitions, la capacité du transport ( $kg/s$ ) de chaque houle présente toute aussi une proportionnalité par rapport à  $H_s$  et  $T_p$  (figure 11 en annexe III-5).

*Profil 5 (figure 11-annexe III-4 et Figure 12-annexe III-5)*

L'hiver est dominé par un transport engendré par des houles NNE présentant une importante fréquence d'apparition et un angle incident favorable  $\approx 60^\circ$  approchant la côte avec un angle  $\approx 20^\circ$ . Au printemps ; le taux de transport sédimentaire est important pour les secteurs N à NE et principalement NNE, cette dominance est due aux houles de moyennes amplitudes ( $H_s$  entre 0,8 et 1,6 m) ayant des fréquences d'apparition importantes. En été, la quantité transportée est plus importante pour les houles de secteur WNW dû à leur fréquence d'apparition importante et aussi pour les caractéristiques de houles.

*Profil 6 (figure 12-annexe III-4 et figure 13-annexe III-5)*

En hiver, le transport est principalement généré par des houles de direction NNE et WNW (les houles WNW englobent les houles ; qui au large ; provenaient du secteur W). En été ; les directions générant le plus de transport sont de direction NNE, NE et ENE. En automne, nous observons que les houles engendrant le taux de transport le plus important sont de direction WNW, NNE et NE, présentant un angle d'incidence variant respectivement entre ( $-50^\circ$  ;  $-70^\circ$ ), ( $29^\circ$  ;  $43^\circ$ ) et ( $48^\circ$  ;  $65^\circ$ ).

A travers les saisons, nous observons que le printemps et l'automne présentent un taux de transport généralement du même ordre de grandeur ; en hiver, le taux est toujours plus important par rapport aux autres saisons avec un facteur 2 ou 3. En été la mer étant plus calme, le transport engendré est beaucoup moins important.

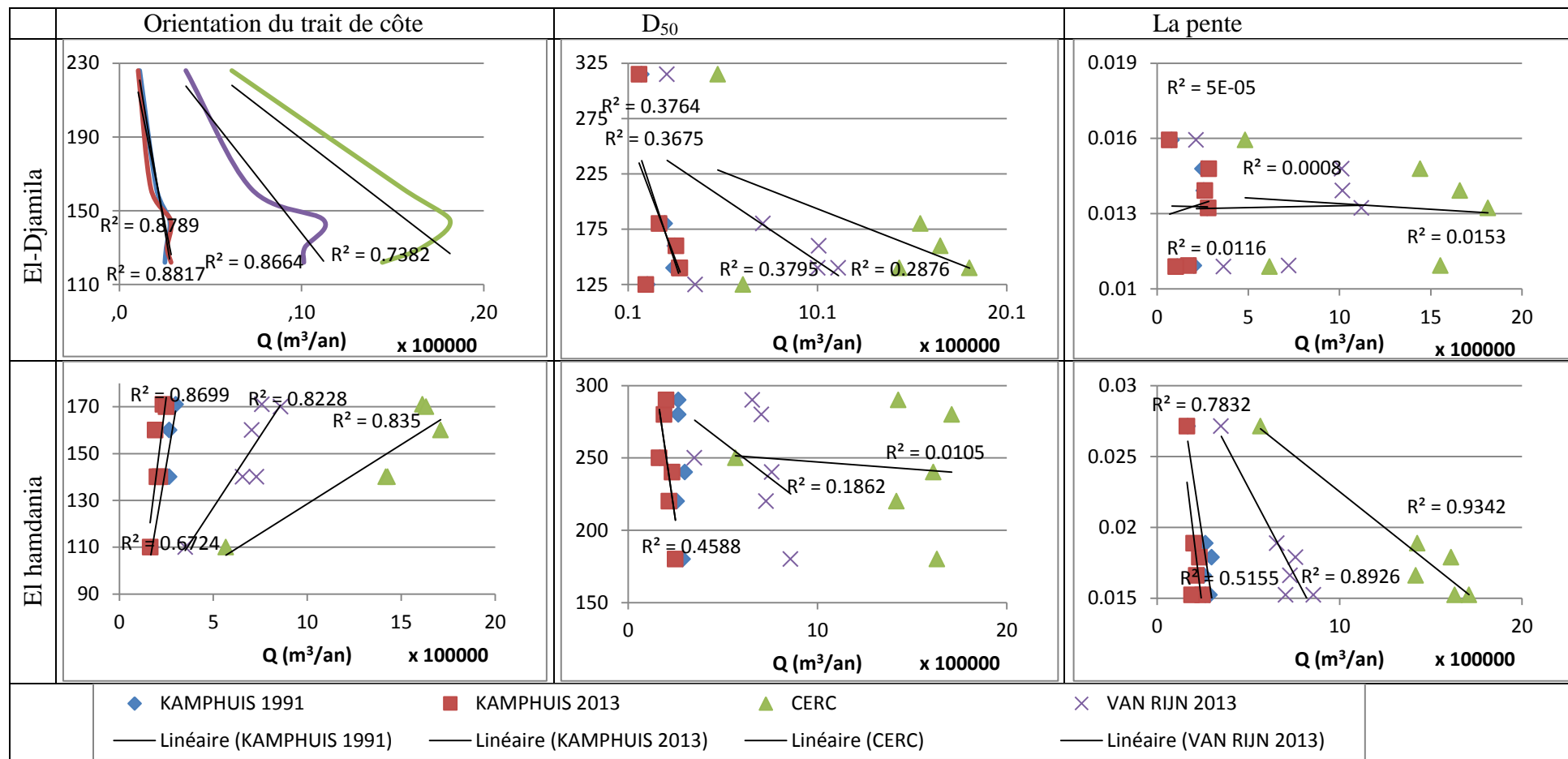
### ***Taux du transport annuel***

Dans la baie d'El-Djamila, le transport annuel (GROSS) varie en augmentant de l'ouest (profil1) vers le profil 3 qui présente le plus grand taux de transport, puis il diminue en avançant vers le Nord-Est (profil6) (Annexe III-6) ; nous remarquons que dans la baie d'El-Djamila le LSTR dépend différemment par rapport aux paramètres morphologiques (Tableau III-6) : la pente de  $D_{50}$  et l'orientation du trait de côte ; nous observons que le paramètre d'orientation du trait de côte présente une corrélation élevée ( $\approx 0,8$ ) pour l'ensemble des équations en montrant un maximum de transport pour l'angle d'orientation le plus favorable par rapport au régime local des houles ; suivis par la granulométrie et finalement la pente qui présente une très faible corrélation. Au niveau d'El Hamdania, les tendances s'inversent légèrement où on observe que le transport est lié un peu plus à la pente. Il est donc évident que le paramètre de pente est plus impactant lorsque la pente devient abrupte, car le fond sera moins efficace à l'atténuation de la houle et par conséquent (Amrouni, 2008) sa capacité à mobiliser plus de sédiments.

Le transport Net estimé pour les différents profils désignés des trois zones d'étude se dirige de l'Ouest (W) vers l'E ceci est principalement dû à la forte dominance de houles de secteurs W (270-349) caractérisées par de grandes amplitudes sauf pour le profil 1 d'El-Djamila et le profil 6 d'El Hamdania (Cherchell sur le graphe) pour lesquels les houles de secteur NW a NNW abordent la côte avec un angle de  $+2^\circ$  à  $+10^\circ$  engendrant ainsi un transport allant d'Est vers l'Ouest.

Dans le cas de Boumerdès ; l'estimation effectuée présente une différence dans le sens du transport net ainsi que son taux par rapport aux travaux de (Salem Cherif et al., 2019), le transport net se dirige de l'ouest vers l'est, ceci revient au fait que , principalement , l'analyse des houles a été affinée par rapport aux classes de hauteurs de houles, mais aussi du fait que les houles en se propageant du grand large, se réfractent avec un angle variant entre 0 et 38 degrés. Si nous gardons les directions moyennes de ces houles à 30 m de profondeur, le sens et le taux du transport longshore net varient. La direction de la houle, au large, prise en considération est très importante dans la désignation des paramètres de la houle au déferlement, la différence de  $1^\circ$  fait varier le flux de 5 % ; (Komar, 2018) désigne l'angle d'incidence au déferlement comme étant un facteur critique ou une faible variation de l'angle induira une variation considérable dans le flux d'énergie P de la houle et donc le transport induit, il indique qu'une variation de 5-6 degrés fait varier le flux d'énergie de 20 %. Par contre, la désignation de la profondeur au large engendre une variation d'1 %.

**Tableau III-5:Tableau regroupant la variation du transport longshore (m<sup>3</sup>/an) par rapport aux paramètres morphologiques**



### III.5 Mesures In-situ par déploiement de pièges à sédiments

#### III.5.1 Déploiement des pièges à sédiments

Le flux de sédiments a été estimé à l'aide de pièges à nacelles. Le concept utilisé a été proposé par Kraus (1987) : les pièges à nacelles sont constitués d'un réseau vertical de  $n$  pièges individuels, dans ce cas  $n = 6$  ; les pièges utilisés ont été légèrement modifiés (Boutiba, 2006). Les dimensions du piège de la bouche sont de 15 cm (largeur) x 10 cm (hauteur), il est situé à 5 cm en avant des quatre tiges de montage.

Le filet de la nacelle a une longueur de 70 cm, fabriqué à partir d'un tissu de tamis de taille de mailles de 80  $\mu$ m qui recueille les sédiments à différentes élévations au-dessus du lit. La nacelle inférieure est située à 10 cm au-dessus du lit et la dernière à 110 cm. Le piège à nacelles est représenté sur la figure III-9. Les pièges à nacelles ont été déployés pendant 10 min en se répartissant dans des profils transversaux (Cartier and Héquette, 2015) (2 points pour chaque profil). L'avantage de ce type de piégeage selon Rozatti (1990) était basé sur le fait qu'ils permettent la mesure verticale de la distribution du taux de transport et de la distribution à travers le rivage lorsque les pièges ont été déployés simultanément à travers la zone de surf. Les pièges permettent également de collecter le matériau qui s'est réellement déplacé dans une vague moyenne spécifique et dans des conditions de courant, aucune hypothèse ne doit être faite sur la taille des grains.

#### III.5.2 Calcul du transport sédimentaire longshore à partir des mesures des pièges a sédiments :

Le LSTR total a été obtenu par l'intégration verticale et horizontale des mesures du flux sédimentaire. Le flux sédimentaire entre deux nacelles adjacentes est obtenu par interpolation linéaire (Kraus, 1987; Wang et al., 1998)

$$F = \Delta h \sum_{k=1}^n F(k) + \sum_{k=1}^{n-1} \Delta a(k) * FE(k) \quad \text{Eq III-8}$$

$F$  : le flux intégré par rapport à la profondeur ( $\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ )

$F(k)$  : le flux à travers une nacelle ( $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ )

$$F(k) = \frac{S(k)}{\Delta h * \Delta w * \Delta t} \quad \text{Eq III-9}$$

$FE(k)$ : Flux entre deux nacelles ( $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ )

$$FE(k) = \frac{F(k) + F(k+1)}{2} \quad \text{Eq III-10}$$

$S(k)$ : le poids de l'échantillon obtenu à partir d'une nacelle (Amrutha et al.) ;  $\Delta h$ : Hauteur de la nacelle (m);  $\Delta w$  : profondeur de la nacelle (m);  $\Delta t$  : temps d'immersion (s). Pour l'estimation du taux intégral du transport sédimentaire dans le site d'étude, il a été assumé que le flux entre deux colonnes adjacentes de pièges à sédiments peut être représenté par un flux moyen (Wang et al., 1998) et ce calcul se fait selon l'équation suivante:

$$Q_{total} = \sum \frac{F_i + F_{i+1}}{2} A_i \quad \text{Eq III-11}$$

Ou  $F_i$  le flux de sédiments est mesuré au niveau de la structure  $i$  et  $A_i$  est la distance cross shore en zone de surf entre la structure  $i$  et  $i+1$ .



**Figure III-9: Photo du piège à sédiments déployé sur site (Salem Cherif et al., 2019)**

### **III.5.3 Résultats recueillis in situ :**

Les résultats recueillis in situ (Salem Cherif et al., 2019) sont classés sur deux volets, le premier hydrodynamique, et le deuxième sédimentaire. Les hauteurs de houles lors de l'expérimentation ont été faites par observation visuelle sur une barre graduée ; les observations montrent que les hauteurs variaient entre 0,2 m et 0,8 m correspondant à des ondes de faible à moyenne énergie (Cartier et al., 2013) abordant la côte avec une incidence NE. Le courant a été mesuré par un instrument hydrographique, le Fp101 ; la procédure a été de faire varier la profondeur de mesure verticalement pour avoir la vitesse moyenne (effective) que le courantomètre permet d'avoir.

L'état de houles au large enregistré lors de l'expérimentation sur le terrain ont des hauteurs comprises entre 0,9 m à 1,1 m de provenance NNE à ENE, ces grandeurs correspondent à des houles de classe 3. Afin de reproduire les événements observés et vérifier la correspondance des estimations du LSTR par les formules empiriques avec les mesures terrain,

nous avons décomposé la classe 3 afin d'isoler les conditions observées in situ dans la zone de surf. Ces conditions représentent annuellement 10 % en moyenne de l'état de la mer.

### III.5.3.1 Flux mesuré par les pièges à sédiments

La quantité du transport sédimentaire collecté par les pièges à sédiments varie verticalement (Figure III-10) expriment ainsi une tendance décroissante du flux sédimentaire à travers la colonne d'eau, des couches du fond vers la surface (Cartier and Héquette, 2015; Doronzo and Dellino, 2013; Fontoura et al., 2012; Kraus, 1987; Rosati et al., 1990; Wang et al., 1998) in (Salem Cherif et al., 2019) ; le taux du transport longshore mesuré pour l'intégrale de la colonne d'eau varie entre 121 kg/j à 650 kg/j ; quant au flux estimé à travers la zone de surf, il varie entre  $5 \times 10^{-2}$  et  $1,16 \times 10^{-1}$  kg/m/s. Nous remarquons que le flux sédimentaire s'intensifie en allant de l'Est vers l'Ouest suivant une même tendance que la variation du courant le long de la côte, 0,48 m/s à l'Est et 0,63 m/s à l'Ouest. La granulométrie des échantillons collectés présente un mode de 200 $\mu$ m et un  $D_{50}$  variant entre 200 et 250 $\mu$ m.

### III.5.3.2 Choix de la formule empirique :

La confrontation des résultats obtenus sur le terrain et ceux estimés montre que la formule présentant une meilleure concordance est celle de Kamphuis modifiée (2013)(Mil-Homens et al., 2013) pour les conditions de houles observées avec un RMSE  $\approx 0,41$ (Salem Cherif et al., 2019) ; pour les autres conditions de houles plus énergétiques, une série importante de mesures terrains pièges à sédiments ou traceurs fluorescents (Khalfani and Boutiba, 2019) ou de tests en modèle réduit doivent être effectués englobant différents états de houles pour pouvoir calibrer les formules empiriques (Shanas and Kumar, 2014) rapportent que (Wang et al., 1998) recommandent l'utilisation de la formule de CERC dans des conditions de tempêtes ou les houles dépassent les 4 m de hauteur.

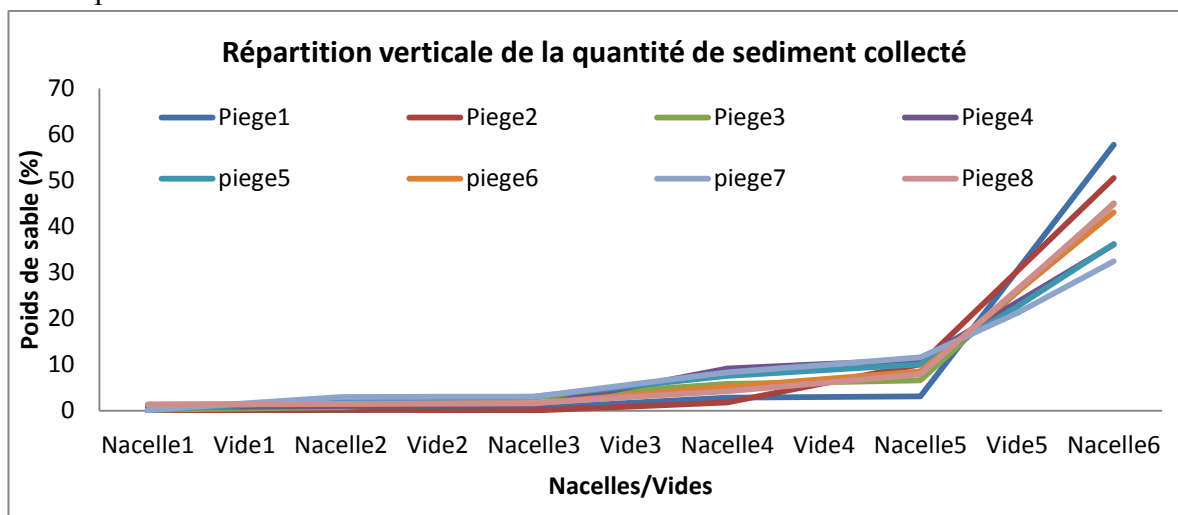


Figure III-10: Distribution verticale du taux de sable échantillonné par chaque nacelle

### III.6 Classification morphodynamique des plages

Suite à plusieurs années d'observations, Wright et Short (1984) ont établi le modèle de classification l'état morphodynamique des plages en se reposant sur le paramètre de vitesse de chute adimensionnel, ce paramètre se base sur la vitesse de chute du grain :

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T} \quad \text{Eq III-12}$$

$H_b$  : hauteur de la houle au large ;  $T$  : période ;  $\omega_s$  : vitesse de chute du sédiment

Ce paramètre différencie 6 états de plage délimités comme suit :

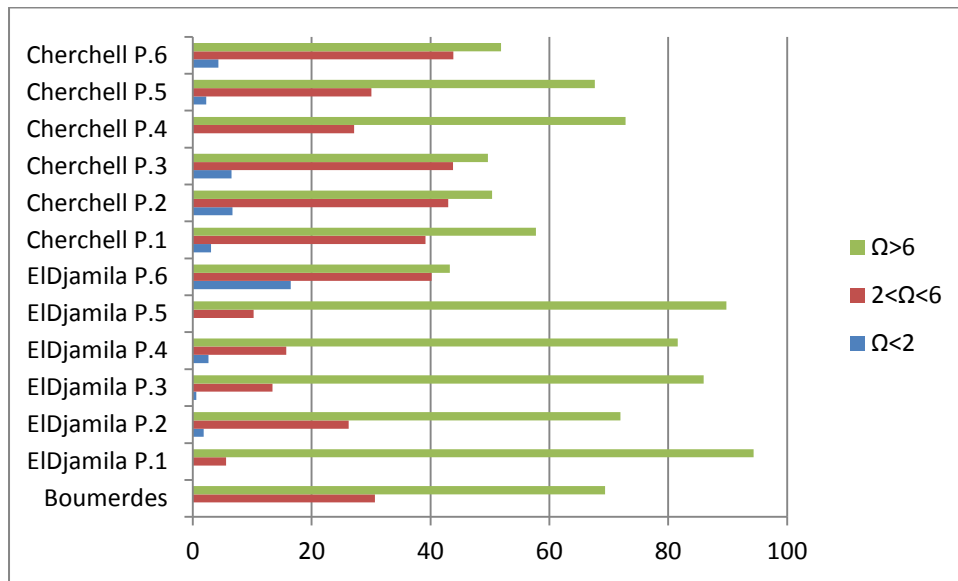
- $\Omega < 1,5$  plage réfléchissante,
- $2 < \Omega < 2,75$  basse Terrace de marée,
- $2,75 < \Omega < 3,3$  barre transverse et rips,
- $3,3 < \Omega < 4,1$  barre rythmique et plage,
- $4,1 < \Omega < 5$  barre parallèle à la plage
- $\Omega > 6$  plages dissipatives.

Il existe aussi le nombre d'Iribarren qui a été défini pour les ondes sinusoïdales par Iribarren et Nogales (1949), qui gouverne à la fois le mode de déferlement, l'amplitude de la vague au point de déferlement et l'élévation du niveau d'eau à la côte induite par l'action des vagues (Battjes, 1974) in (Jaud, 2011).

$$\xi = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_b/L_0}} \quad \text{Eq III-13}$$

Les seuils sont définis comme suit :

- $\xi < 0,4$  déferlement glissant ;
- $0,4 < \xi < 1$  : déferlement plongeant ;
- $\xi > 1$  : déferlement frontal.



**Figure III-10: Taux de dominance des états morphodynamique par rapport aux nombres d'états de houles**

Le paramètre  $\Omega$  pourrait être considéré comme une équation prédictive du type de plage qui peut se former pour certaines conditions hydrodynamiques et granulométriques (Gómez-Pujol et al., 2007) ; la détermination du morphotype des plages étudiées s'effectue dans cette étude pour chaque scénario de houle morphologique ; nous remarquons que les côtes d'intérêt présentent principalement deux morphotypes (Figure 3-11) : intermédiaire ( $\approx 28\%$ ), la typologie intermédiaire est observée lorsque les houles sont de moyennes amplitudes, inférieures à 1 m (Loureiro et al., 2013), et complètement dissipatives ( $\approx 70\%$ ). Ces résultats rejoignent ce qui a été rapporté par (Amrouni, 2008) ; qui mentionne que les côtes dissipatives caractérisent les côtes méditerranéennes ou ces dernières sont exposées à de forts coups de vent dont l'effet sur le climat de houle est bridé par la limitation du fetch.

Pour Boumerdès, la détermination du morphotype a été testée pour les deux limites de l'intervalle granulométrique ; ou on observe que pour un diamètre de 0.200 mm, environ 70 % des états décrivent un type dissipatif tandis que pour un diamètre de 0.250 mm définit un morphotype intermédiaire à 40 % du temps. On observe tout de même une tendance réflexive des plages d'El Hamdania et El-Djamila avec une moyenne de 3 % ; le profil 6 au niveau de la baie d'El-Djamila présente un taux exceptionnel de 16 %, ce dernier représente des plages qui reposent sur un socle rocheux.

D'après (Aleman et al., 2015), (Wright et al., 1985) ont montré que la morphologie de la plage pourrait être mieux reliée à des conditions de houles moyennes qu'à des conditions de houles instantanées ; les changements morphodynamique de la côte s'effectuent sur une échelle de temps plus large comparée à l'échelle temporelle hydrodynamique. Dans notre étude, la détermination du paramètre  $\Omega$  pour le cas d'une houle moyenne a montré que nos zones d'études sont dissipatives. Le nombre d'iribarren désigne que le déferlement sur les trois côtes est glissant.

Le paramètre  $\Omega$  présente une même corrélation par rapport à  $H_0$  qu'avec  $H_b$ . La pente et le sédiment sont invariables par rapport aux scénarii, ils sont constants pour chaque profil ; par contre, nous observons qu'une comparaison entre les pourcentages de chaque classe morphologique dans la classification générale montre que plus la taille du sédiment et de la pente croissent plus la tendance du passage vers un état dissipatif croit.

Autre importance de la caractérisation morpho dynamique d'une plage réside dans la détermination du niveau de sécurité d'une plage pour la baignade face au risque naturel lorsque le paramètre  $\Omega$  est considéré comme un facteur de matrice croisé avec le facteur hauteur de vagues (IHC, 2007).

### **Conclusion :**

La capacité de la houle à mobiliser une quantité de sédiments (kg/s) réside dans ses paramètres, principalement la hauteur, puis la période et la direction qui présente une relation proportionnelle (figures 1-13 en annexe III-5) ; par contre le taux du transport annuel ou à long terme qu'elle génère dépend principalement de la fréquence d'apparition (Dissanayake and Wurpts, 2013) cite que la morphologie est plus réactive aux variations du régime de houles dans un contexte de faibles énergies, ce qui correspondrait au fait que les houles de faibles énergies sont les plus fréquentes. La fréquence d'apparition d'une houle est un facteur important dans la réalimentation ou l'extraction du sable à partir d'une cellule, nous apercevons que les houles présentant un IM sont celles qui engendrent un taux important  $Q$  ( $m^3$ ), pour certaines houles ayant un IM important, elle se réfracte à l'approche de la côte et s'additionnent aux houles du secteur adjacent.

Le paramètre d'orientation du trait de côte est un facteur clé (Kumar et al., 2017), il subdivise la cellule sédimentaire en impactant sa dynamique morpho-sédimentaire face aux forçages hydrodynamiques dont le comportement varie en réponse à la morphologie de la côte. Comme pour le cas de la baie d'El-Djamila, nous observons que les houles de secteurs W ne génèrent pas de transport au profil 1 contrairement au profil 6.

L'évaluation du taux de transport sédimentaire nécessite une connaissance détaillée du régime hydrodynamique d'une part ; et une désignation optimale de la cellule sédimentaire en fonction des paramètres morphologiques d'autre part.

La classification morphodynamique montre que le paramètre granulométrique induit une variation importante pour la définition du morphotype ; la considération de la moyenne n'est pas toujours dominante et représentative, il est nécessaire que l'étude granulométrique se fasse d'une manière cyclique afin de mieux prévoir la typologie de la côte.

Au cours de ce chapitre, nous constatons l'importance de la prise en considération des houles à différentes zones hydrodynamiques avant de définir la hauteur au déferlement qui sera injectée dans les formules empiriques. Car ces modèles considèrent les contours bathymétriques réguliers et parallèles à la côte, ceci engendre un biais dans le processus de réfraction considéré et par conséquent l'angle d'incidence de la houle.

**Chapitre IV : Étude de la  
dynamique  
hydrosédimentaire lors des  
évènements exceptionnels  
sur un plan 2D horizontal  
(Mike21) et 2D vertical  
(SMC)**

Au cours de ce chapitre, nous procéderons à la modélisation 2D horizontale et verticale de la dynamique hydrosédimentaire. La modélisation en 2D.H. sur la suite du modèle couplé Mike 21/3 FM nous permettra d'observer le comportement hydrosédimentaire longshore induit par les ondes de tempêtes sur l'étendue de nos sites d'études. Sur un plan 2D.V., la simulation sur le modèle PETRA nous permet de suivre l'évolution du profil ainsi que la capacité du transport, la vitesse du courant du fond, la hauteur de la houle et le set-up le long du profil à 3 temps de la tempête : l'état initial, à mi-tempête et à la fin.

## IV.1 Détermination des scénarii

### IV.1.1 Définition de la tempête

La tempête en mer peut être définie comme étant une augmentation de la hauteur de la houle induisant et/ou s'additionnant à une élévation du niveau de la mer ; Masselink et al. (2014) (Masselink et al., 2014) a défini le seuil de tempête correspondant au dépassement de  $H_s$  du percentile 95 % (Zemmour and Ruz, 2021) dont la tempête débute à  $H_s$  percentile 75 % et la fin de la tempête correspond au passage de la hauteur en dessous de  $H_{s75\%}$  ; tandis que (Ojeda et al., 2017) définissent la hauteur seuil comme  $H_{s\text{Threshold}} = H_{\text{moyen}} + 2\sigma$  (Amarouche, 2019) ayant duré pendant au minimum 12h au-dessus du seuil, les deux définitions donnent respectivement des résultats relativement similaires pour l'ensemble des zones : Boumerdès 2,69m/2,68m ; El - Djamilia 2,62 m/2,64 m ; Cherchell 2,5 m/2,53 m ; ces grandeurs correspondent à des tempêtes mensuelles à saisonnières, et extrêmes pour certaines directions (tableau IV-2). Il est important de mentionner que dans le cas de l'analyse des valeurs extrêmes qui suit, la taille de l'échantillon qui fera l'objet de l'analyse diminue par rapport à la taille de la base de données globale ; seuls les événements exceptionnels dont la période de retour est supérieure à une année seront pris en considération.

### IV.1.2 Analyse des valeurs extrêmes

Dans ce chapitre ; nous visons à définir les épisodes extrêmes pour des périodes de retour de 2, 5, 10, 30, 50 et 100 ans. Ces événements feront l'objet de scénarii, pour la construction d'un modèle non stationnaire en 2DH (sur le MIKE21) et en 2 DV (sur le SMC-Petra), correspondant à des périodes de tempêtes identifiées sur l'enregistrement (fig. II.10, II.13 et II.16) pour chaque zone.

Pour leur détermination, nous nous sommes reposés sur la théorie des valeurs extrêmes (EVT) qui permet d'estimer les événements rares (Soltane, 2017) en définissant la distribution des probabilités d'occurrence d'une variable à partir d'une série temporelle ; cas des données hydrologiques, climatiques et océanographiques (Coles et al., 2001; Goda, 2000). Les deux approches que nous abordons dans ce travail ; en premier, la méthode des maxima annuels qui suit la distribution des valeurs extrêmes généralisées (GEV : Generalized Extreme Value) (Castellanos O. F. et al., 2012; Coles et al., 2001; Li et al., 2012; Takbash and Young, 2020; Takbash et al., 2019), la deuxième approche s'effectue avec la méthode POT (Peaks Over Threshold), méthode des excès au-delà d'un seuil ajusté à une distribution de Pareto, ou la fréquence annuelle des données est ajustée à la distribution de Poisson (Castellanos O. F. et al.,

2012; Mazas and Hamm, 2010a, 2011; Méndez et al., 2008) ; l'analyse des données a été effectuée dans ce travail à l'aide de l'outil AMEVA (Castellanos O. F. et al., 2012)

#### IV.1.2.1 Méthode GEV

Considérons  $X_1, X_2, \dots, X_n$  un échantillon de  $n$  variables aléatoires réelles, indépendantes et identiquement distribuées selon une loi de fonction de répartition  $F$ . On s'intéresse aux valeurs extrêmes, ici aux maxima, d'un tel échantillon. Soit  $M_n = \max(X_1, X_2, \dots, X_n)$ , le maximum d'un tel échantillon. La distribution de cette série d'échantillons est une famille qui regroupe 3 types de lois des valeurs extrêmes qui diffèrent par le comportement de la limite de distribution (la queue), cette dernière est décrite par un paramètre de forme, la famille GEV peut être regroupée dans la formule suivante ((Coles et al., 2001; Mazas and Hamm, 2011) :

$$F(x, \mu, \psi, \xi) = \begin{cases} \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{x-\mu}{\psi}\right)\right]^{-1/\xi}\right\}, & \xi \neq 0 \\ \exp\left\{-\exp\left[-\left(\frac{x-\mu}{\psi}\right)\right]\right\} & , \xi = 0 \end{cases} \quad \text{Eq IV-1}$$

$\xi$  est appelé paramètre de forme (*shape parameter*), car il détermine la forme fonctionnelle de la distribution. Le cas  $\xi > 0$  correspond à la loi de Fréchet ; le cas  $\xi < 0$  correspond à la loi de Weibull ; enfin, en faisant tendre  $\xi$  vers 0, on obtient la distribution de Gumbel par passage à la limite.  $\mu$  est appelé paramètre de localisation (*location parameter*). Le paramètre  $\psi$ , appelé paramètre d'échelle (*scale parameter*) strictement positif, régit l'échelle linéaire de  $x$ .

L'estimation de Hs pour une période de retour donnée est défini par :

$$Hs(Tr, \mu, \psi, \xi) = \mu - \frac{\psi}{\xi} \left(1 - \left(\frac{1}{Tr}\right)^{-\xi}\right) \quad \text{Eq IV-2}$$

Les résultats obtenus (Tableau IV-1) du traitement des hauteurs des houles par cette méthode ajustée a deux distributions répondant aux conditions  $\xi=0$  et  $\xi<0$  montrent que la loi de Gumbel présente des valeurs supérieures pour les périodes de retours égales et supérieures à 10 ans par rapport à ce qui a été prédit par la loi de Weibull ; entre les deux lois, la loi de Gumbel présente un meilleur ajustement par rapport à la loi de Weibull en se basant sur le critère AIC (Akaike, 1973). La figure IV-1 présente la réparation des quantiles de la distribution de Gumbel pour les trois zones d'études ; les résultats résumés sur le tableau IV-1 et la figure IV-1 sont issus d'une analyse omnidirectionnelle c.-à-d. l'analyse s'est effectuée en sélectionnant le maxima annuel en faisant abstraction du critère de direction.

**Tableau IV-1 : Hauteurs de houle résultantes de la méthode GEV (Gumbel et Weibull).**

Période de retour		2	5	10	30	50	100
Boumerdès	$\xi=0$	<b>5,22</b>	<b>5,99</b>	<b>6,5</b>	<b>7,25</b>	<b>7,62</b>	<b>8,09</b>
		[4.9-5.52]	[5.53-6.44]	[5.91-7.08]	[6.5-8]	[6.73-8.5]	[7.08-9.10]
	$\xi<0$	5,3	5,96	6,33	6,78	6,95	7,16
		[4.98-5.62]	[5.6-6.32]	[5.91-6.74]	[6.15-7.39]	[6.2-7.71]	[6.21-8.11]
El-Djamila	$\xi=0$	<b>5,21</b>	<b>5,91</b>	<b>6,42</b>	<b>7,2</b>	<b>7,54</b>	<b>8,02</b>
		[4.88-5.44]	[5.45-6.38]	[5.82-7.02]	[6.45-8]	[6.64-8.45]	[6.98-9.06]
	$\xi<0$	5,21	5,91	6,31	6,8	7,05	7,31
		[4.87-5.53]	[5.5-6.3]	[5.85-6.78]	[6.1-7.5]	[6.13-7.96]	[6.12-8.49]
Cherchell	$\xi=0$	<b>5,27</b>	<b>6,11</b>	<b>6,66</b>	<b>7,5</b>	<b>7,86</b>	<b>8,37</b>
		[4.96-5.61]	[5.62-6.6]	[6.3-7.29]	[6.7-8.3]	[6.9-8.83]	[7.27-9.48]
	$\xi<0$	5,4	6,1	6,52	7,1	7,28	7,55
		[5.01-5.71]	[5.69-6.51]	[6.03-7.01]	[6.3-7.8]	[6.36-8.21]	[6.36-8.73]

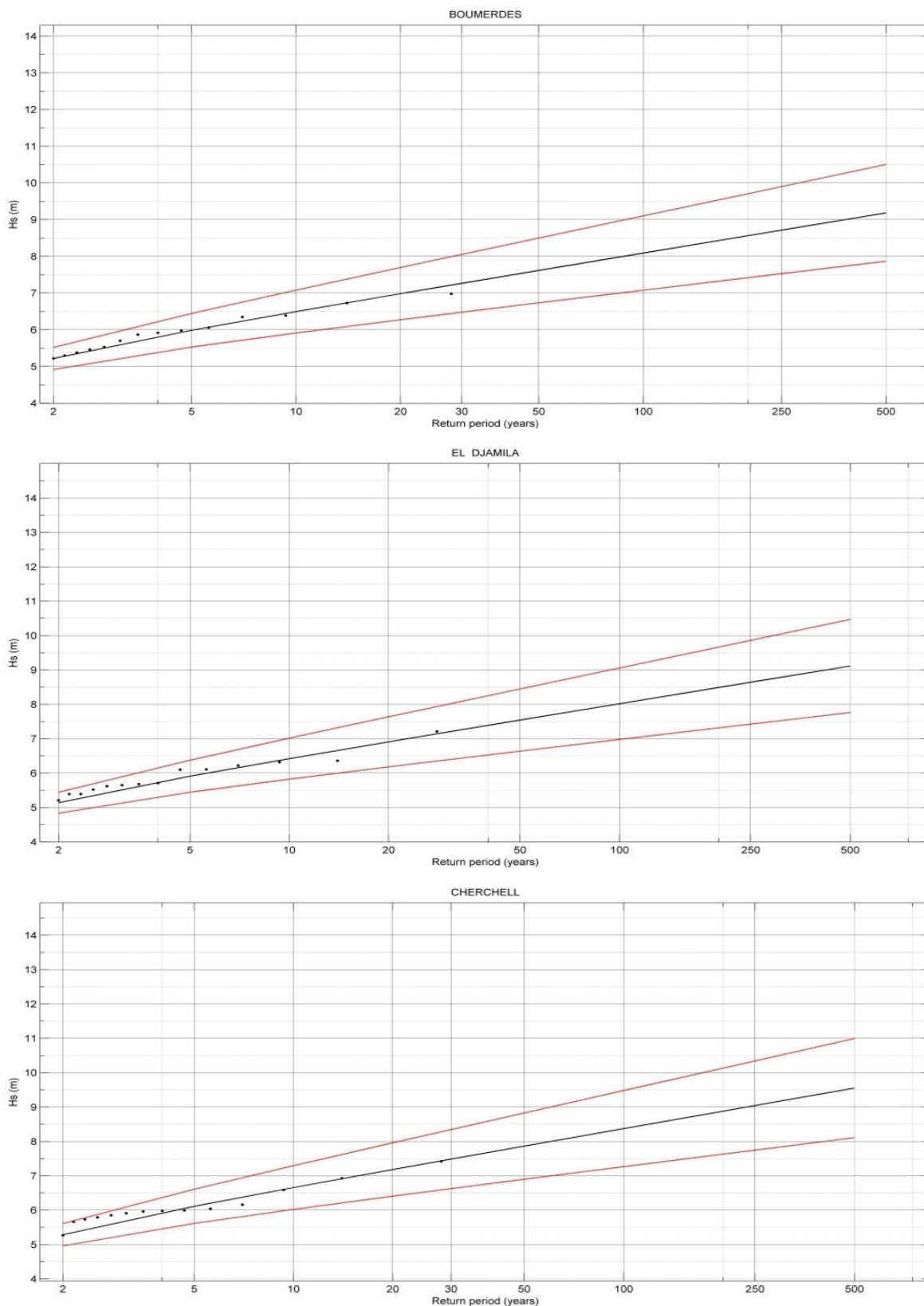


Figure IV-1 : Distribution estimée de la hauteur des vagues extrêmes en fonction des périodes retours par la méthode GEV en utilisant un échantillon annuel maximal de 1992 à 2018.

Une analyse directionnelle a aussi été faite ; cette méthode consiste à créer des blocs de données regroupées par rapport au secteur directionnel ; pour chaque bloc nous avons effectué une analyse suivant la méthode des maxima annuels (nombre d'échantillons = 27) et aussi mensuelle (nombre d'échantillons sont de l'ordre de  $\pm 300$ ), en nous basant sur le critère AIC, nous avons fait le choix de prendre en considération les résultats du Maxima annuel dont le AIC variait entre 44 et 68, contrairement aux Maxima mensuel dont le AIC variait entre 800 et 990. Concernant le type de distribution adapté pour chaque bloc de données a été choisi sur la base du critère AIC le plus bas. Les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

**Tableau IV-2 : Hauteurs de houle résultantes de l'analyse directionnelle selon la méthode GEV des Maxima annuels**

Période retour (ans)		N	NNE	NE	ENE	NNW	NW	WNW	W
Boumerdès	2	4,33	4,40	2,67	2,46	4,05	4,17	4,10	4,55
	5	5,28	5,16	3,08	2,96	4,66	4,93	4,87	5,22
	10	5,86	5,70	3,35	3,29	5,06	5,43	5,38	5,70
	30	6,75	6,52	3,76	3,79	5,62	6,20	6,18	6,40
	50	7,13	6,90	3,95	4,02	5,94	6,54	6,50	6,76
	100	7,67	7,40	4,2	4,33	6,31	7,01	6,97	7,21
El-Djamila	2	3.78	4.21	3.25	2.98	4.00	3.79	3.70	4.57
	5	4.42	5.12	3.85	3.55	4.72	4.55	4.42	5.21
	10	4.88	5.75	4.25	3.93	5.22	5.07	4.90	5.65
	30	5.59	6.70	4.85	4.5	5.98	5.81	5.60	6.32
	50	5.90	7.13	5.12	4.76	6.31	6.20	5.95	6.63
	100	6.33	7.71	5.49	5.11	6.77	6.68	6.39	7.05
Cherchell	2	3,84	3,94	3,19	1,62	4,07	3,86	4,19	4,80
	5	4,55	4,96	3,62	2,00	5,02	4,68	4,72	5,51
	10	5,04	5,65	4,14	2,28	5,64	5,21	4,94	5,99
	30	5,78	6,68	5,20	2,69	6,60	6,03	5,16	6,70
	50	6,13	7,16	5,82	2,86	7,02	6,40	5,23	7,02
	100	6,59	7,79	6,89	3,11	7,60	6,90	5,30	7,46

#### IV.1.2.2 Méthode POT, Pareto-Poisson

La méthode POT a été introduite par (Pickands III, 1975), pour cette étude, le modèle choisi combine entre la méthode GPD pour étudier les excès par rapport à un seuil  $\mu$ , et le nombre des excédents supérieurs au seuil choisi suivent une distribution de Poisson durant une année (Caires, 2016; Cañellas et al., 2007; Mazas and Hamm, 2010a, 2011; Méndez et al., 2006; Méndez et al., 2008; Menéndez et al., 2009; Mínguez et al., 2013).

$$F(x, \mu, \psi, \xi) = \begin{cases} \exp\left\{-\lambda \left[1 + \xi \left(\frac{x-\mu}{\psi}\right)\right]^{-1/\xi}\right\}, & \xi \neq 0 \\ \exp\left\{-\lambda \exp\left[-\left(\frac{x-\mu}{\psi}\right)\right]\right\} & , \xi = 0 \end{cases} \quad \text{Eq IV-3}$$

Dans la méthode POT ; il est important que les pics de tempêtes soient séparés d'au moins 48 h (Naseef et al., 2019; Takbash and Young, 2020) pour assurer l'indépendance entre les données. Goda (2000) indique que (Mathiesen et al., 1994) recommande une période entre 2 et 4 jours ; dans notre étude, un intervalle de 3 jours a été retenu (Méndez et al., 2006; Méndez et al., 2008). L'analyse a été effectuée en omnidirectionnel.

##### a) Sélection du seuil :

Pour définir les échantillons de hauteur de houles qui seront pris en considération pour l'analyse des valeurs extrêmes avec la méthode Pareto-Poisson, un seuil doit être choisi ; pour sélection, des méthodes ont été proposées pour orienter sa définition. Le choix du seuil est défini de telle sorte qu'il assure la condition asymptotique, le seuil ne doit être ni trop élevé ni trop bas ; Goda (2000) a proposé le nombre de tempêtes moyenne pour l'année, en indiquant qu'il peut varier jusqu'à atteindre quelques dizaines ; Mazas et al (2011) recommande des valeurs variant entre 2 et 5, autour de 5 pour des données couvrant une période entre 20 et 30ans (Mazas and Hamm, 2011). Coles (2001) propose d'étudier le Graphique de la durée de vie résiduelle moyenne (MEP : Mean Excess Plot or Mean residual life plot) (figure IV-2), ainsi que la projection du paramètre de forme et le paramètre d'échelle modifié (figure IV-3) en fonction des seuils testés (Coles et al., 2001; Li et al., 2012; Mazas and Hamm, 2010b; Méndez et al., 2006; Naseef et al., 2019). Mendez (2006) a commencé à définir le seuil à une valeur correspondant au percentile 99,5 % de la distribution des données initiales et l'a fait varier entre 99,7 % et 99,2 %.

##### a) Résultats du choix du seuil :

Le choix du seuil repose ici sur la concordance entre MEP et la stabilité du paramètre d'échelle modifiée  $\sigma^* = \sigma - (\xi * \mu)$  et de forme ; on observe que le MEP (fig. IV-2) présente une zone de linéarité approximative (Pente très faible) (Li et al., 2012) entre 4 m et 4,1 m pour Boumerdès, 4,1 m et 4,2 m pour El-Djamila et entre 4,1 m et 4,3 m pour Cherchell qui coïncide avec la zone de stabilité observée pour les paramètres d'échelle modifiée et de forme (fig. IV-3), le seuil choisi est donc fixé à 4 m pour Boumerdes coïncidant avec le percentile 99,26 % et 4,1 m pour El-Djamila et Cherchell qui coïncide avec le 99,5 % percentile (Cañellas et al., 2007).

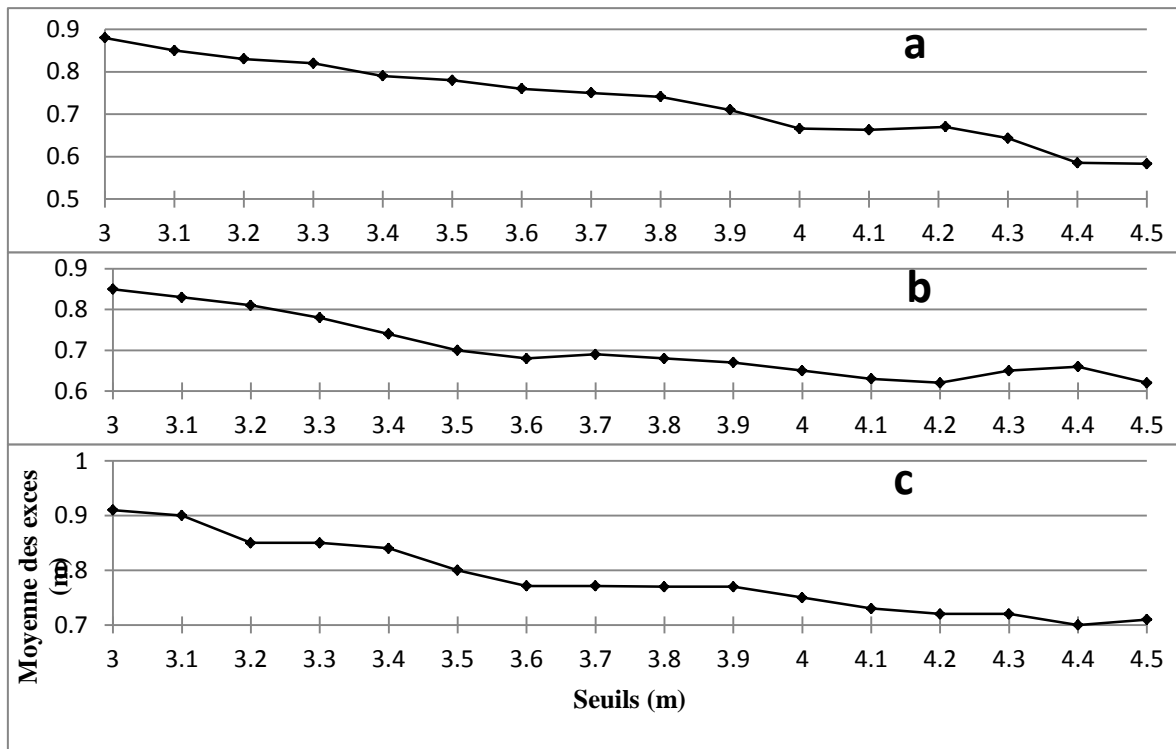


Figure IV-2 : Graphes des moyennes résiduelles des excès ; a : Boumerdès, b : El-Djamila, c : Cherchell.

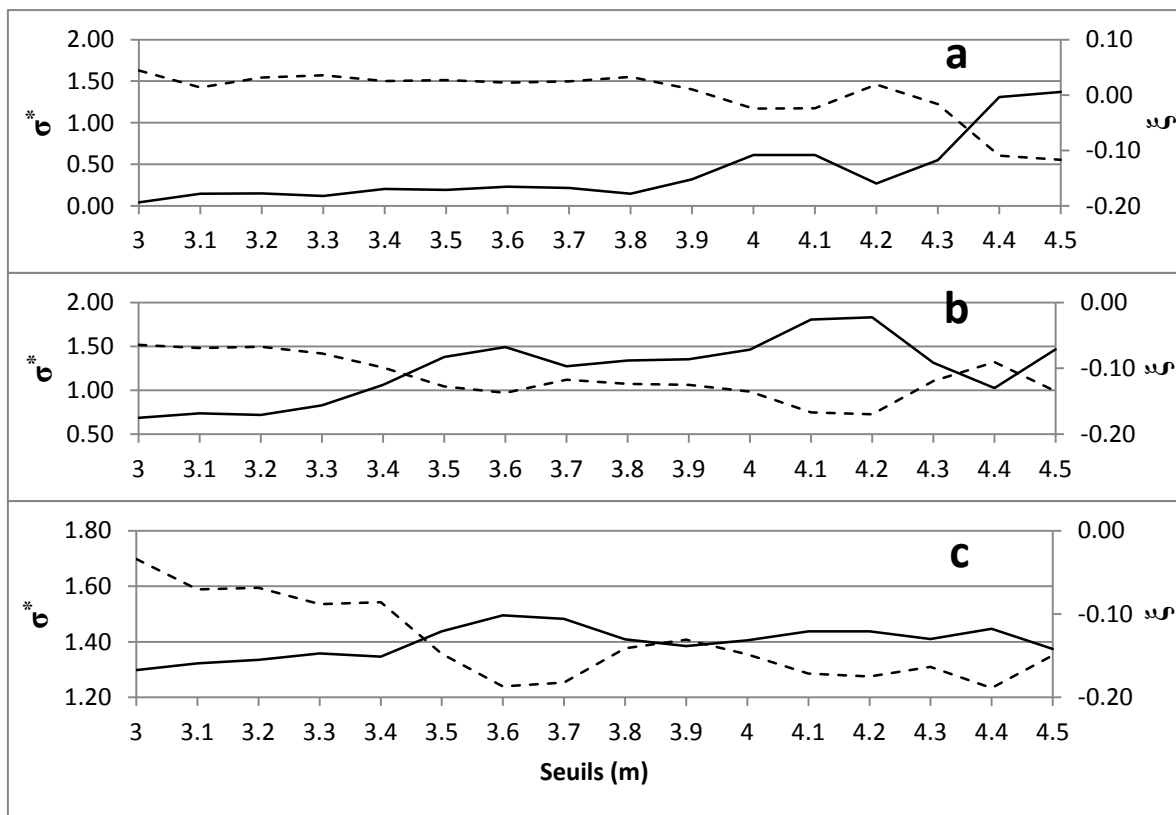


Figure IV-3 : Paramètre de forme  $\xi$  et paramètre d'échelle modifié  $\sigma^*$  de la distribution GPD en fonction des différents seuils des hauteurs de houles ; a : Boumerdès, b : El-Djamila, c : Cherchell.

Dans de nombreuses études effectuées (Caires, 2016; Coles et al., 2001; Goda, 2000) ; ils estiment que la méthode POT est plus fiable que la méthode GEV dans le cas de données issues de séries temporelles, car elle présente un nombre d'échantillons plus important (Méndez et al., 2008); les hauteurs de houles correspondantes aux périodes de retours issues de l'analyse POT pour les seuils fixés sont résumées dans le tableau ci-dessous (Tableau IV-3) pour chaque zone d'étude, leurs distributions sont rapportées sur la figure IV-4.

**Tableau IV-3 : Hauteurs de houles issues de la méthode POT en omnidirectionnel**

Zones	$\lambda$ (an <sup>-1</sup> )	Seuil $\mu$ (m)	Période de retour					
			2	5	10	30	50	100
Boumerdès	4,41	4	5,26	5,9	6,29	6,8	7,04	7,32
El-Djamila	3.44	4.1	5.11	5.8	6.24	6.85	7.19	7.58
Cherchell	3,44	4,1	5,32	6,03	6,45	7,1	7,26	7,56

L'identification des scénarii va s'effectuer sur la base des résultats obtenus de l'analyse directionnelle de la méthode GEV et les résultats omnidirectionnels de la méthode POT, la méthode GEV présente une surestimation des hauteurs ; les scénarii vont être identifiés par leurs dates et durées d'occurrence à partir de la série temporelle extraite de la base de données Infoplaza, le début et la fin de la tempête sont limités par le seuil de définition de tempête (partie IV.1.1.). Toute fois le choix des tempêtes de même période de retour s'est orienté pour celle qui présente la plus grande hauteur de houle lors du pic ; on cite l'exemple de la tempête de 2001 et celle de 2004 au niveau de la baie d'El-Djamila.

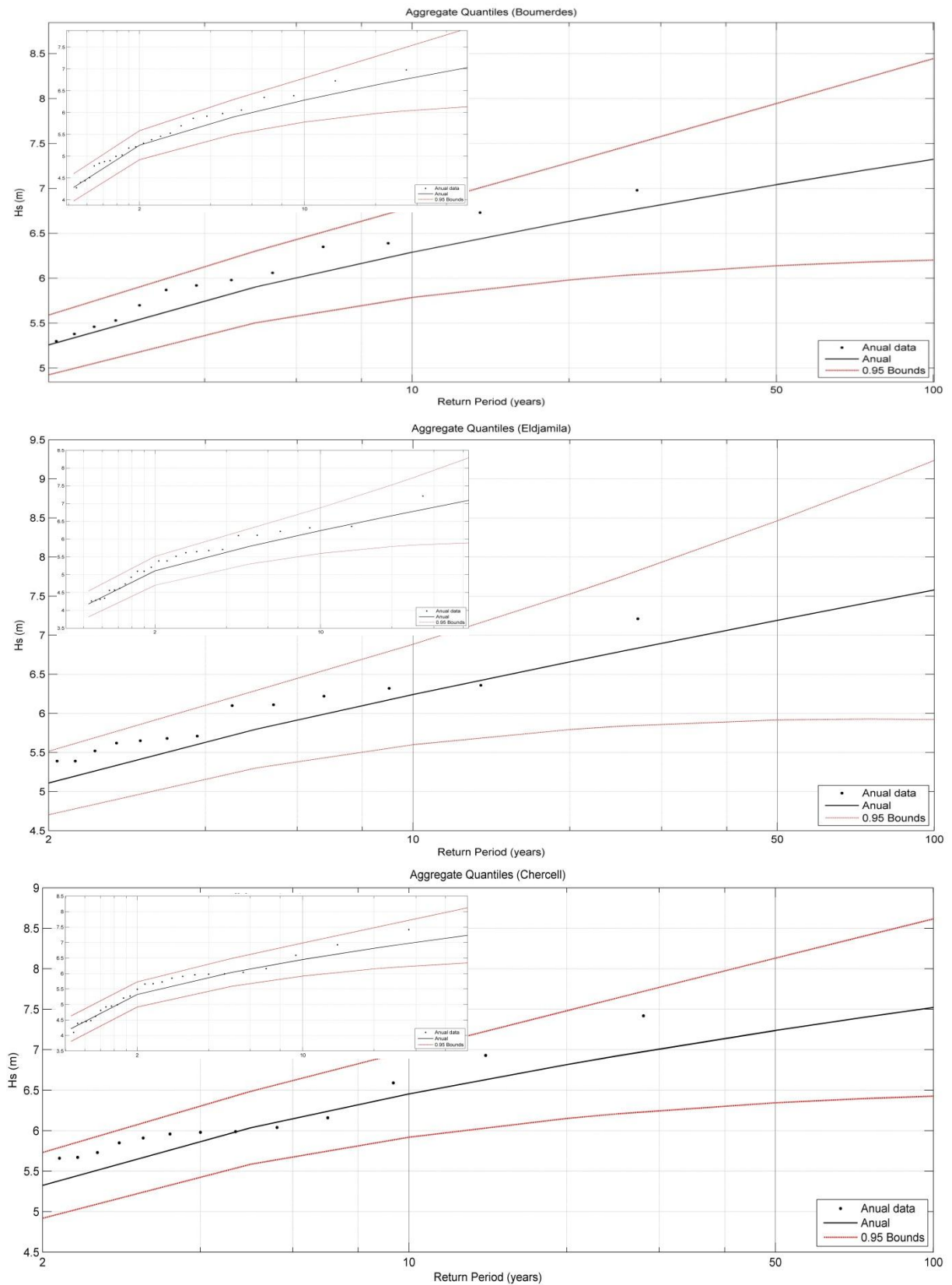


Figure IV-4 : Distribution estimée de la hauteur des vagues extrêmes en fonction des périodes retours par la méthode POT de 1992 à 2018.

**Tableau IV-4 : Récapitulatif des scénarii choisis pour les simulations de tempêtes extrêmes**

Zon	Période de retour (ans)	Pic de tempête	Début de tempête	Fin de la tempête	direction
Boumerdès	Pot/Gev : 50 Dir : 50-10ans	6,98	07/03/2007	10/03/2007	W-N-NNE
	Pot/Gev : 30-50 Dir 100	6,73	09/12/2014	11/12/2014	NW-N-N
	Pot/Gev : 10 Dir : 30-50	6,39 6,35	04/03/2009 29/01/2015	08/03/2009 02/02/2015	W-NW-N W-W-NW
	Pot/Gev : 5 Dir :	5,92 5,7	12/01/1995 05/02/1996	15/01/1995 09/02/1996	N-NNE NW-W-NNE
	Pot/Gev : 2 Dir :5	5,22 5,21	22/01/2013 09/11/2001	25/01/2013 12/11/2001	W-W-NW NNW-NNE- NW
El-Djamila	Pot/Gev: 50/30 Dir 50-100	7,21	07/03/2007	10/03/2007	W-N-NNE
	Pot/Gev: 30/10 Dir 30	6,32 6,36	04/03/2009 09/12/2014	07/03/2009 11/12/2014	W-NW-WNW NW-NNE-/ -
	Pot/Gev: 10 Dir 30	6,22	29/01/2015	02/02/2015	W-WNW-W
	Pot/Gev: 5 Dir : 5-10	5,71 5,62	19/01/2013 12/01/1995	21/01/2013 14/01/1995	W-W-WNW NNW-NNE-/ -
	Pot/Gev: 2 Dir :5	5.1	23/03/2018	25/03/2018	W-W-NW
Cherchell	Pot : 50-100 Gev:30-Dir: 100	7.42	09/11/2001	12/11/2001	NE-NNW-NW
	Pot/Gev :50/30 Dir 50-100	6.93	07/03/2007	10/03/2007	W-N-NNE
	Pot/Gev : 10 Dir 50	6,59	04/03/2009	07/03/2009	W-NW-NNW
	Pot/Gev : 5 Dir :10	6,04	06/02/1996	09/02/1996	W-W-N
	Pot/Gev : 2 Dir :5	5,32	31/12/2009	02/01/2010	W-W-NW

## IV.2 La modélisation par le Mike21

Le DHI a développé des modèles numériques en 1,2, et 3D incluant l'étude des courants, de la variation du niveau de la mer, les tempêtes, les tsunamis et de nombreux processus côtier tels le transport des sédiments et les variations morphologiques(Schwartz 2006). Dans le cadre de cette partie de la thèse nous avons exploité les modèles 2D pour évaluer les processus liés aux changements du fond de nos zones d'intérêts qui sont induits par les différents états météo-marins, ces derniers sont groupés dans le modèle couplé Mike 21/3 FM qui inclue le module hydrodynamique HD, le module d'analyse spectrale SW et le module du transport sédimentaire non cohésif ST.

Afin de comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire de la façade côtière des trois sites d'études lors des événements extrêmes désignés précédemment ; nous avons d'abord procédé à la construction du modèle qui a débuté par la génération du maillage. Cette étape a dû passer par une analyse des meshes afin d'optimiser le temps de calcul et assurer une représentation optimale du domaine de calcul. Pour la configuration ; le travail s'est concentré dans un premier temps sur la tempête quinquennale au niveau de la baie de Bousmail, car les enregistrements de bouée disponibles dans nos zones d'études sont celles effectuées entre août 1994 et juillet 1995 au large du port de Tipaza par l'ONSM ; la calibration et la configuration présentant le meilleur résultat ont été ensuite utilisées pour les autres épisodes de tempêtes.

Nous décrivons ci-dessous les modules et les formulations désignées dans chacun des modules en premier et nous présenterons les résultats obtenus par la suite. La principale équation sur laquelle repose le modèle est l'équation de conservation de l'action des vagues définies dans le chapitre I en section I.3.4.

#### IV.2.1 Modèle de vague SW

Le modèle de vagues du progiciel MIKE 21 (Spectral Wave) a été développé par Sorensenet al en 2004 en utilisant la méthode des volumes finis en points centraux basée sur une grille non structurée (Zijelma, 2010). Le MIKE21 spectral wave modèle est un modèle qui se base sur l'équation de conservation de densité d'action des vagues (équation dans le chapitre I), l'équation est formulée en coordonnées cartésiennes (Naseef et al., 2019) dont la variable dépendante est le spectre total, ce choix est favorable pour couvrir les eaux profondes ainsi que les eaux côtières. La formulation temporelle considérée est non stationnaire, et une formulation entièrement spectrale.

#### IV.2.2 Modèle hydrodynamique HD

Le module hydrodynamique HD du modèle MIKE21 résout les équations de mouvement non stationnaires à deux dimensions de saint venant (Bouhmadouche, 2012) par la méthode en volume fini sur une grille à maillage flexible, il permet de simuler les courants côtiers dus à l'action de la houle dans la zone de déferlement (Than, 2015). L'intégration des équations de quantité de mouvement horizontal et l'équation de continuité de la profondeur totale  $h = \eta + d$  en eau peu profonde produisent (DHI, 2016a; Than, 2015) :

a. Équation de continuité

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}}{\partial y} = hS \quad \text{Eq IV-4}$$

b. Équation de conservation du mouvement

$$\frac{\partial h\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{u}}{\partial y} = f\bar{v}h - gh \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{gh^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_w}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \left( \frac{\partial s_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (hT_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (hT_{xy}) + hv_s S \quad \text{Eq IV-5}$$

$$\frac{\partial h\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}^2}{\partial y} = f\bar{u}h - gh\frac{\partial\eta}{\partial y} - \frac{h}{\rho_0}\frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{gh^2}{2\rho_0}\frac{\partial\rho_w}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial x}(hT_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(hT_{yy}) + hv_s S$$

Eq IV-6

Où :

t : le temps ; x, y et z : les coordonnées cartésiennes ;  $\eta$  : la hauteur de la surface ; d : la hauteur d'eau ; u, v et w : les composantes de la vitesse dans les directions x, y et z ; f : le paramètre de Coriolis,  $f = 2\Omega\sin\phi$  ;  $\Omega$  : la vitesse angulaire de révolution ;  $\phi$  : la latitude géographique ; g : l'accélération gravitationnelle ;  $\rho_w$  : la densité de l'eau ;  $s_{yx}$ ,  $s_{xy}$ ,  $s_{yy}$ ,  $s_{xx}$  : des composantes du rayonnement tenseur ;  $\nu_t$  : la turbulence verticale (ou Eddy) viscosité ;  $p_a$  : la pression atmosphérique ;  $\rho_0$  : la densité de référence de l'eau ;  $S$  : l'amplitude de la décharge causée par des sources ponctuelles ; ( $u_s$ ,  $v_s$ ) : la vitesse par laquelle l'eau est déchargée dans l'eau ambiante. A : la viscosité turbulente horizontale. ( $\tau_{sx}$ ,  $\tau_{sy}$ ) et ( $\tau_{bx}$ ,  $\tau_{by}$ ) : composantes x et y du vent de surface et des contraintes de fond. h : la profondeur totale de l'eau.

Les contraintes latérales  $T_{ij}$  comprennent le frottement visqueux, l'advection différentielle et le frottement turbulent. Ils sont estimés à l'aide d'une viscosité turbulente sur la base de la formulation des gradients de vitesse moyenne de la profondeur (DHI, 2016a):

$$T_{xx} = 2A\frac{\partial\bar{u}}{\partial x}, T_{xy} = A\left(\frac{\partial\bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial\bar{v}}{\partial x}\right), T_{yy} = 2A\frac{\partial\bar{v}}{\partial y}$$

Eq IV-7

### IV.2.3 Module Mike21 flow model FM ST

Ce module permet de modéliser le transport des sédiments non cohésifs dont le diamètre varie entre 0,06 mm et 2 mm. Le module peut prendre en considération le courant pur ou l'effet combiné courant-vague pour définir le taux du transport sédimentaire ainsi que la variation morphologique. Dans notre cas, l'effet combiné courant-vague a été considéré ; l'estimation du transport sédimentaire, pour cette formulation, repose sur la quantification du transport total qui s'effectue par la désignation de la table sédimentaire, ou le modèle STPQ3D. Ce dernier calcul instantanément les composantes hydrodynamiques moyennées dans le temps et le transport sédimentaire sur un plan horizontal en 2D au niveau de la couche turbulente (Blaise, 2017) estimé selon l'équation I-38.

#### IV.2.3.1 Transport du fond (Bed load)

le modèle du transport par charriage est estimé par le modèle d'Engelund et Fredsoe (1976), où il est calculé à partir du paramètre de Shields instantané (DHI, 2016b; Than, 2015; Vu, 2018)

$$\phi_b = 5p(\sqrt{\theta'} - 0,7\sqrt{\theta_c})$$

Eq IV-8

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

Eq IV-9

À partir de l'équation IV-9 les moyennes temporelles sont calculées

$$\Phi_{b1} = \frac{1}{T} \int_0^T \Phi_b(t) \cos(\phi(t)) dt \quad \text{Eq IV-10}$$

$$\Phi_{b2} = \frac{1}{T} \int_0^T \Phi_b(t) \sin(\phi(t)) dt \quad \text{Eq IV-11}$$

$$q_{b1} = \Phi_{b1} \sqrt{(s-1)gd_{50}^3} \quad \text{Eq IV-12}$$

$$q_{b2} = \Phi_{b2} \sqrt{(s-1)gd_{50}^3} \quad \text{Eq IV-13}$$

$$q_s = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{2d}^D (u, c) dz dt \quad \text{Eq IV-14}$$

$\Phi_{b1}$  : le transport par charriage sans dimension dans le sens de courant moyen

$\Phi_{b2}$  : le transport par charriage sans dimension perpendiculaire à la direction moyenne du courant

$q_{b1}$  : le transport par charriage dans le sens de courant moyen ;

$q_{b2}$  : le transport par charriage perpendiculaire à la direction moyenne du courant.

#### IV.2.4 Transport en suspension (Suspended load)

Le transport sédimentaire en suspension est calculé comme étant le produit des vitesses instantanées du flux et la concentration instantanée en sédiments (DHI, 2016b; Sallaye, 2021; Than, 2015; Vu, 2018) selon l'équation ci-dessous

$$q_s = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{2d}^D (u, c) dz dt \quad \text{Eq IV-15}$$

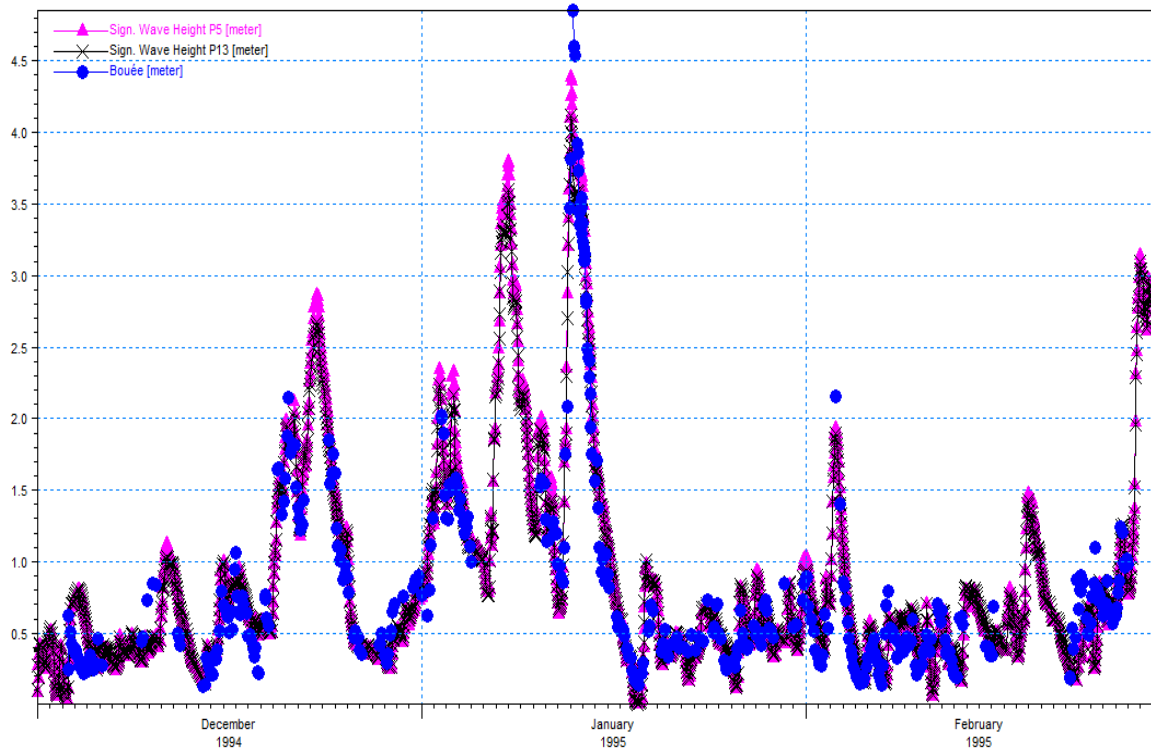
L'intégration dans le temps de l'équation de diffusion pour les matières en suspension est répétée jusqu'à obtention d'une solution périodique (DHI, 2016b; Than, 2015; Vu, 2018)

#### IV.2.5 Conditions aux limites :

Concernant les forçages hydrodynamiques, un premier test a été fait en ne prenant en considération que la direction et la vitesse du vent comme étant variable dans le temps et constant le long de la limite, ces résultats n'étant pas concluant en le comparant aux données de la bouée. Le choix s'est porté sur un forçage en utilisant les données ERA5 comprenant les composantes du vent ainsi que la pression atmosphérique, ce bloc de données a permis de configurer les conditions aux limites comme étant variables dans l'espace et dans le temps, le test suivant ayant permis d'avoir de meilleurs résultats, il a consisté à réduire le pas de temps à 1 h au lieu de 3 h pour que les processus physiques soient mieux exprimés en plus de la période couverte est passée de 7 jours à 1 mois puis à 3 mois (respectivement 03 jrs, 15jrs et 45jrs avant la tempête); ou l'évènement de tempête a occupé la période centrale. Cette procédure a permis d'améliorer la corrélation des conditions modélisées par rapport à ceux mesurés. Une fois que le modèle est bien calibré, cette durée avant tempête peut être raccourcie.

Un autre paramètre a été modifié, celui du coefficient de dissipation dû aux whitecapping pour la configuration du module SW ; ou les coefficients du whitecapping ont été désigné comme  $C_{ds}=2.1$  et  $\delta = 0,6$  selon la formulation de Bidlot et al. (2007)(DHI, 2016a).

La figure ci-dessous présente la corrélation entre les valeurs mesurées et modélisées pour un test présentant une corrélation de 0,94 et un biais de 0,003, il est important de signaler que la bibliographie parle du fait que les données ERA5 sous-estiment le pic de tempête, ce taux peut atteindre les 20 % pour certains sites (Liu et al., 2022).



**Figure IV-5 : corrélation entre les valeurs mesurées et modélisées de la hauteur de la houle au large du port de Bousmail**

Dans le modèle ST, l'interaction houle-courant a été prise en considération ; le paramètre  $D_{50}$  a été considéré variable dans l'espace et constant dans le temps. Quant à l'épaisseur du fond, elle a été considérée comme variable dans l'espace pour le cas de la baie d'El-Djamila et El Hamdania qui présentent des affleurements rocheux par endroit. Dans la bibliographie, l'épaisseur du fond a été définie égale à 2 m pour un fond de sable (Manson, 2012; Mondon and Warner, 2012) ; égale à 0 pour un fond de formation rocheuse (Vijverberg et al., 2012), tandis que pour une couche fine argileuse les valeurs varient entre 10 à 30 cm, le paramétrage de ce paramètre est important dans l'évaluation de la variation du fond, car il peut induire une erreur de lecture ou il peut présenter une accumulation ou érosion d'un endroit qui est en réalité un platier à travers lequel le transport sédimentaire se déplace sans pour autant s'accumuler.

Lorsqu'on considère ces variations de l'épaisseur du fond ; le transport total est réduit selon une formulation parabolique, car le  $\Delta h$  local est plus petit que  $\Delta h_{crit}$  :

$$Q_{t, \text{reduit}} = Q_t \cdot (\Delta h / \Delta h_{crit})^2 \quad \text{Eq IV-16}$$

### IV.3 Système de modélisation côtière SMC

L'outil SMC sera utilisé dans le but d'étudier la dynamique côtière à court terme sur un profil de plage. Nous allons tout d'abord procéder à la description générale du SMC, nous détaillerons ensuite les modèles que nous allons exploiter.

Le SMC a été développé par le groupe de recherche océanographique et côtière (G.I.O.C) de l'université de Cantabria et par la direction générale des côtes du ministère de l'environnement espagnol dans le cadre du programme du plan côtier Espagnole.

Le SMC est un logiciel qui intègre un bon nombre de modèles mathématiques, il permet d'étudier le système côtier suivant des étapes ordonnées selon une certaine méthodologie. Ses caractéristiques techniques permettent à l'utilisateur de créer, de traiter, d'analyser toutes les données requises pour son projet sur le même environnement de travail.

Le SMC comporte une série d'applications structurées selon les différentes échelles spatio-temporelles qui peuvent caractériser un phénomène morpho dynamique côtier, toutes les applications sont intégrées dans l'espace de travail du SMC.

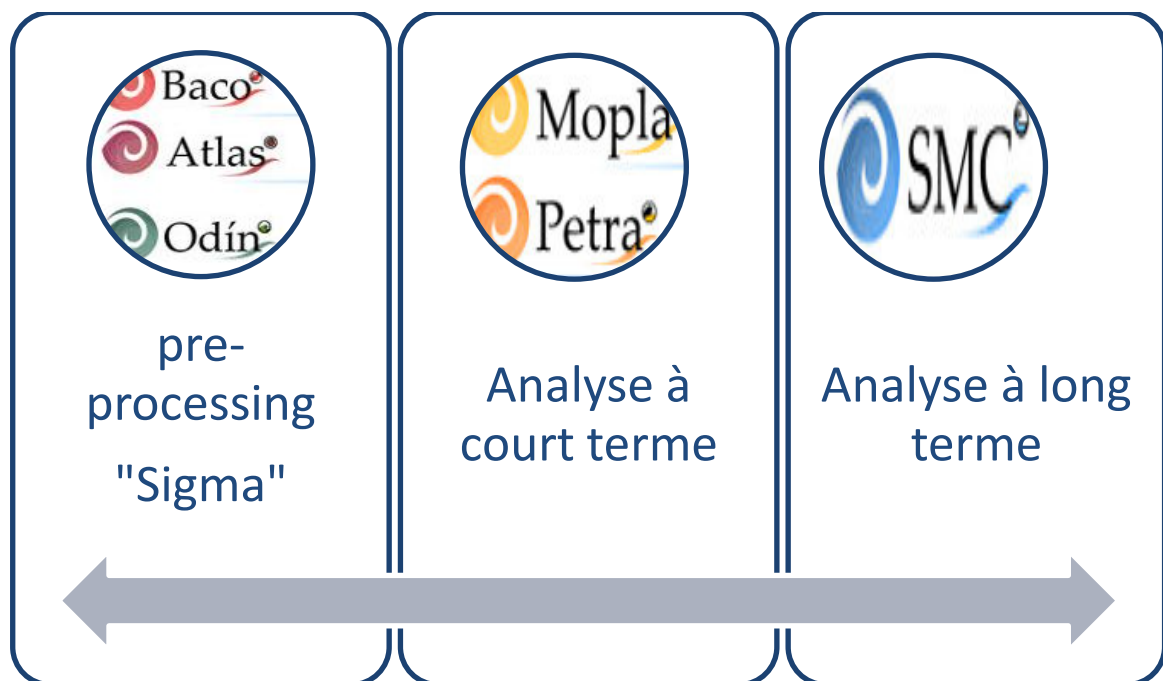


Figure IV-6 : structure du SMC

Dans notre étude nous travaillerons avec le module Petra ; c'est un modèle mathématique qui résout l'équation du flux sédimentaire qui transite dans la zone de surf sur un profil bathymétrique cross shore. Le module se base sur le modèle de boucle ouverte qui repose sur l'étude des processus physiques qui affectent le profil transversal d'une plage sur une échelle réduite. La propagation des vagues ; les courants de retour, transport sédimentaire et la variation bathymétrique sont des données sortantes du PETRA, en plus de la variation de retrait de la ligne de côte par rapport au niveau d'eau. L'étude des processus mentionnés tient en compte les conditions hydrodynamiques, des caractéristiques des grains, de l'incidence des houles à la côte et de la morphologie de l'avant-côte (Amrouni, 2008).

### IV.3.1 Propagation des vagues

Pour résoudre les deux équations différentielles dans PETRA ; équation de conservation du mouvement et l'équation de l'action de la vague ; pour obtenir l'énergie de la vague et la variation du niveau moyen ; l'intégration se fait par rapport au temps et par rapport à un axe perpendiculaire à la côte (Axe x). Pour résoudre ces équations, divers modèles de fermetures sont nécessaires ; une fois la propagation de la houle et l'évolution du niveau moyen sont connues nous pouvons connaître la répartition verticale de la vitesse moyenne par résolution de l'équation de conservation du mouvement par rapport au temps, il existe plusieurs équations d'approximations du courant près du fond.

Pour la modélisation de la propagation des vagues, les modèles utilisent la méthode des phases moyennes pour résoudre l'équation de conservation du flux d'énergie équation I-11 et l'irrationalité du nombre de vagues (Loi de Snell) équations I-10 :

:

$$\frac{\partial(E C_g \cos \theta)}{\partial x} = -\overline{D_b} \quad \text{Eq IV-17}$$

E énergies des vagues ; C<sub>g</sub> célérité de groupe ; D<sub>b</sub> Taux de dissipation ; θ angle d'incidence de la vague

$$\frac{\partial k_p \sin \theta}{\partial x} = 0 \quad \text{Eq IV-18}$$

K<sub>p</sub> est le nombre d'onde correspondant à la période pique.

L'évolution du niveau de la mer est obtenue simultanément avec la vague en résolvant l'équation de conservation du mouvement par rapport à l'axe x

$$\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} = -\rho g d \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} \quad \text{Eq IV-19}$$

Ou le tenseur de radiation S<sub>xx</sub> se définit comme suit :

$$S_{xx} = E \left[ \frac{c_g}{c_p} (\cos^2 \theta + 1) - \frac{1}{2} \right] \quad \text{Eq IV-20}$$

C<sub>p</sub> est la célérité par rapport à la période pic.

De la résolution des 2 équations nous obtenons l'évolution de la hauteur quadratique des vagues, angle d'incidence, variation du niveau moyen et de la proportion des ondes brisées. Concernant la modélisation de la dissipation d'énergie, 4 modèles peuvent être utilisés dans le module Petra : Battjes et Janssen (1978), Thornton et Guza (1983), Rattanapitikon et Shibayama (1998) et Larson (1995).

### Modèles de propagation des vagues et du niveau de la mer

#### IV.3.1.1 Modèle de dissipation de battjes et janssen (1978) (BJ)

$$D \approx 1/4 f \rho g \frac{H_b^3}{d_b} \quad \text{Eq IV-21}$$

$$\overline{D}_b = \frac{\alpha_1}{4} Q_b f_p \rho g H_b^2 \quad \text{Eq IV-22}$$

Pour la hauteur de la houle au déferlement, le modèle la désigne selon l'équation I-8 avec  $\gamma$  qui s'exprime comme suit :

$$\gamma = 0,39 + 0,56 \tanh(33S_0) \quad \text{Eq IV-24}$$

Fraction locale des hauteurs au déferlement

$$\frac{1-Q_b}{-\ln Q_b} = \left( \frac{H_{rms}}{H_b} \right)^2 \quad \text{Eq IV-25}$$

Tel que  $Q_b$  est défini de la manière suivante :

$$Q_b = \begin{cases} 0 & \frac{H_{rms}}{H_b} \leq 0,43 \\ 0,235 - 0,738 \left( \frac{H_{rms}}{H_b} \right) - 0,280 \left( \frac{H_{rms}}{H_b} \right)^2 + 1,785 \left( \frac{H_{rms}}{H_b} \right)^3 & \frac{H_{rms}}{H_b} > 0,43 \end{cases} \quad \text{Eq IV-26}$$

Le modèle a été établi sur le principe de conservation d'énergie (Battjes and Janssen, 1978). (Filipot et al., 2010) Rapporte que c'est une formulation largement utilisée dans les modèles spectraux pour représenter la dissipation associée au déferlement bathymétrique.

#### IV.3.1.2 Modèle de dissipation de Thornton et Guza (1983) (TG)

- Taux de dissipation

$$D \approx \frac{1}{4} f \rho g \frac{(BH)^3}{d} \quad \text{Eq IV-27}$$

B est un paramètre associé au type de déferlement, l'expansion de la relation précédente d'une onde monochromatique a un taux de dissipation moyen pour un déferlement de houle aléatoire ( $\overline{D}_b$ )

$$\overline{D}_b = \frac{B^3}{4d} \rho g f_p \int_0^\infty H^3 p_b(H) dH \quad \text{Eq IV-28}$$

$$\overline{D}_b = \frac{3\sqrt{\pi}}{16} \rho g \frac{B^3 f_p}{\gamma^4 h^5} H_{rms}^7 \quad \text{Eq IV-29}$$

- Fraction locale de la hauteur au déferlement,  $Q_b$

$$Q_b = \left( \frac{H_{rms}}{\gamma h} \right)^n \quad \text{Eq IV-30}$$

#### IV.3.1.3 Modèle de dissipation de Rattanapitikon et Shibayama (1998) (RS)

$$\overline{D}_b = \frac{K_5 Q_b C_p}{h} [E - E_e] \quad \text{Eq IV-31}$$

$$E = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2 \quad \text{Eq IV-32}$$

$$E_e = \frac{1}{8} \rho g H_e^2 = \frac{1}{8} \rho g (\Gamma h)^2 \quad \text{Eq IV-33}$$

$$\bar{D}_b = \frac{K_5 Q_b c_p \rho g}{8h} [H_{rms}^2 - (\Gamma h)^2] \quad \text{Eq IV-34}$$

$$\Gamma = \exp \left[ K_6 \left( -0,36 - 1,25 \frac{h}{\sqrt{L_p H_{rms}}} \right) \right] \quad \text{Eq IV-35}$$

$$\Gamma = 0,02 \text{ pour } \frac{h}{\sqrt{L_p H_{rms}}} > 1,6 \text{ et } \Gamma = 0,52 \text{ pour } \frac{h}{\sqrt{L_p H_{rms}}} < 0,04 \quad \text{Eq IV-36}$$

La Hauteur de la houle au déferlement est calculée en appliquant le critère de déferlement de Goda (1970)

NB : la fraction locale du transport sédimentaire au point de déferlement  $Q_b$  est estimée suivant la formulation de Battjes et Janssen

#### IV.3.1.4 Modèle de dissipation de Larson (1995)

$$p(H) = \frac{2H}{H_{rms}^2} e^{-(H/H_{rms})^2} \quad \text{Eq IV-37}$$

$p(H)$  la fonction de densité des hauteurs de vagues

$$H_{rms}^2 = \beta H_m^2 + \mu H_r^2 + \alpha H_q^2 \quad \text{Eq IV-38}$$

$$\alpha + \beta + \mu = 1 \quad \text{Eq IV-39}$$

- Taux de dissipation

$$\bar{D}_b = \frac{k}{d} (F_{rms} - F_{STAB}) \quad \text{Eq IV-40}$$

$k$  est un paramètre empirique

$$F_{rms} = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2 C_g \quad \text{Eq IV-41}$$

$$F_{STAB} = \frac{1}{8} \rho g [\beta H_m^2 + \mu H_r^2 + \alpha \Gamma^2 d^2] C_g \quad \text{Eq IV-42}$$

$$H_m^2 = \frac{1}{1-\alpha_K} \left[ H_x^2 - \alpha_K \left( H_x^2 + \frac{\gamma_b^2 d_k^2 C_{gK} \cos \theta_K}{C_g \cos \theta} \right) \right] \quad \text{Eq IV-43}$$

$$\alpha_K = e^{-\left(\frac{\gamma_b d_K}{H_K}\right)^2} \quad \text{Eq IV-44}$$

$$H_x^2 = \frac{C_{gd} \cos \theta_d}{C_g \cos \theta} H_d^2 \quad \text{Eq IV-45}$$

#### IV.3.2 Courant net du fond :

La modélisation du courant du fond se fait selon la formulation de De Vriend y Stive (1987); elle tient compte de la structure verticale du courant moyen (qui est généralement un courant de retour le ``Undertow`` et de la trainée dans la couche limite selon la formulation de Stokes. La résolution du modèle s'effectue sur trois couches : en surface, intermédiaire et près du fond. Pour cela le modèle pètera va utiliser l'expression simplifiée suivante formulée par Ranasinghe et al. (1999).

$$U_{rb} = -\left(\frac{1}{2} + 7\frac{d}{\lambda}\right)\frac{d\overline{D}_b}{\rho cv} \frac{C_1}{\xi_t} - Q_b \left(1 + 7\frac{d}{\lambda}\right)\frac{E}{\rho ch\xi_t} + (1 - Q_b)\frac{3}{4}\frac{u_r^2}{c} \quad \text{Eq IV-46}$$

$$\xi_t = \max\left(0.8d, d - \frac{H_{rms}}{2}\right) \quad \text{Eq IV-47}$$

$$C_1 = \frac{5}{36}\xi_t^2 + \frac{5}{48}(2\log 2 - 1) - \frac{5}{72}\frac{1}{\xi_t}(3\log 2 - 2) \quad \text{Eq IV-48}$$

#### IV.3.2.1 Modélisation de la turbulence verticale

Pour la modélisation de la viscosité turbulente verticale nommée Eddy viscosité, le modèle Petra utilise l'expression considérée par (De Vriend and Stive, 1987) :

$$\nu = Ku_*d + Md\left(\frac{D}{\rho}\right)^{\frac{1}{3}} \quad \text{Eq IV-49}$$

Où K et M sont des paramètres empiriques dont les valeurs adoptées dans Petra sont K=0.083 et M=0.025

La contrainte de cisaillement au fond est définie dans le modèle Petra selon l'expression de (Rakha and Kamphuis, 1997) comme suit :

$$\tau_b = \rho f_w U_{rb} \sqrt{\frac{1}{2}\left(\frac{\pi}{T_p \sinh(k_p d)}\right)^2 H_{rms}^2 + U_{rb}^2} \quad \text{Eq IV-50}$$

#### IV.3.3 Modèle du transport sédimentaire

La modélisation du transport sédimentaire dans Petra se fait selon la formulation de Ranasingh et al.(1999) :

$i_{cs} = i_{asb} + i_{ass} + i_{scb} + i_{scs} + i_{slb} + i_{sls}$ ; qui exprime le transport de sédiment en une unité de poids submergé. La valeur du transport volumétrique du solide Q est décrite comme  $q = \frac{i_{cs}}{(\rho_s - \rho)g}$

$i_{asb}$  transport du fond du aux vagues asymétriques

$$i_{asb} = \frac{9}{16} B_b \frac{u_m^4 \cos \theta (1 - Q_b)}{c \sinh^2(k_p d)} \quad \text{Eq IV-51}$$

$i_{ass}$  transport par suspension due aux vagues asymétriques

$$i_{ass} = \frac{9}{5\pi} B_s \frac{u_m^5 \cos \theta (1 - Q_b)}{c \sinh^2(k_p d)} \quad \text{Eq IV-52}$$

$i_{scb}$  transport du fond dû au courant

$$i_{scb} = B_b u_m^2 U_{rb} \left(\frac{1}{2} + \cos^2 \theta\right) \quad \text{Eq IV-53}$$

$i_{scs}$  transport par suspension due au courant

$$i_{scs} = 4B_s u_m^3 U_{rb} (u_3)^* \quad \text{Eq IV-54}$$

$i_{slb}$  transport du fond sous l'influence de la pente

$$i_{slb} = B_b u_m^3 (u_3)^* \frac{\tan \beta}{\tan \phi} \quad \text{Eq IV-55}$$

$i_{sls}$  transport par suspension due à l'influence de la pente

$$i_{sls} = B_s \varepsilon_s u_m^5 (u_5)^* \frac{\tan \beta}{W_s} \quad \text{Eq IV-56}$$

Avec  $B_b = \frac{\rho C_f \varepsilon_b}{\tan \phi}$ ;  $B_s = \frac{\rho C_f \varepsilon_s}{W_s}$ ;  $C_f = 0.5 f_w$  et  $\phi$  : angle de frottement interne

$\varepsilon_b = 0,13$  et  $\varepsilon_s = 0,032$  sont des coefficients de calibration (Cartier, 2011);  $(u_3)^* = 0.5 \text{et} (u_5)^* = 1.5$  sont les moments centraux adimensionnels de la vitesse orbitale

#### IV.3.4 Transport dans la zone de jet de rive

La variation de la position du trait de côte sur le profil de plage s'effectue suite à un déplacement d'un volume de sédiment localement. Ce taux de transport est formulé dans pètera selon l'expression établit par

$$Q = Q_s \left( \frac{x-x_R}{x_s-x_r} \right)^{3/2} \frac{\tan \beta_l}{\tan \beta_0} \quad \text{Eq IV-57}$$

Le run-up est défini comme

$$Z_R = 1.47 H_{rms0} \left( \frac{\tan \beta_0}{\sqrt{H_{rms0}/L_0}} \right)^{0.79} \quad \text{Eq IV-58}$$

**Modèle de conservation et de stabilité du sédiment :**

#### IV.3.5 Équation de conservation du sédiment

Pour estimer le transport sédimentaire,  $Q$ , l'équation de conservation du sédiment, ci-dessous, est résolue

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-n} \frac{\partial q}{\partial x} \quad \text{Eq IV-59}$$

Avec  $n$  : la porosité

#### IV.3.6 Critère de stabilité

Un critère de stabilité physique basé sur la stabilité de la pente a été appliqué : si la pente en tout point de la bathymétrie dépasse l'angle de friction interne du sédiment, une avalanche de matériau se produit jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint

#### IV.3.7 Discrétisation :

Pour l'application du modèle, la résolution des équations s'effectue suivant la méthode des différences finies suivant un vecteur décomposé en cellules de taille  $DX$ , le domaine est donc transformé d'un domaine continu en a un domaine discret. Le modèle de vague, de courant et du transport calculent les valeurs inconnues aux limites des cellules tandis que le modèle qui résout l'équation de conservation du sédiment obtient la variation du fond au centre.

### IV.3.8 Configuration SMC :

La première donnée d'entrée dans le modèle est le profil de la plage ou chaque point se définit par une coordonnée  $x$  et  $y$  ;  $x$  étant la distance du point par rapport au point d'origine et  $y$  étant la profondeur. Le profil de plage est aussi décrit par le diamètre moyen du grain la porosité, l'angle de repos, la densité de l'eau, la densité du sédiment et la température de l'eau.

Le deuxième volet de données à introduire concerne le climat de houle ; durée de la tempête, profondeur du point de prélèvement de la donnée ; la hauteur significative, la période pic, la direction d'incidence par rapport au profil, le niveau de la mer et la marée (elle peut être introduite en tant que valeur unique ou introduire les harmoniques).

Le troisième volet consiste en la construction du scénario, en désignant la tempête et le profil ainsi que le modèle de dissipation pris en considération.

## IV.4 Présentation des résultats de modélisation 2DV et 2DH

### IV.4.1 Boumerdès

#### IV.4.1.1 La tempête de 2007

La tempête de 2007 est considérée comme une tempête cinquantennale à centennale qui se propage sur le littoral de Boumerdès, avec un pic de 6,98 m de hauteur au large ; elle approche la côte avec une hauteur  $\approx 4,7$  m. au début ; la tempête provient d'un secteur nord-ouest. Au bout de 20 h environ la tempête aborde la côte frontalement avec un double pic, le premier à 20 h et le deuxième à 30 heures qui persiste pendant environ 7 heures avec une hauteur supérieure à 4,5 m. La tempête induit une disparition des deux barres avec la création d'une fosse de faible amplitude à 8 m de profondeur environ, à la fin de la tempête un recul du trait de côte d'environ 10 m est enregistré et une propagation horizontale des eaux qui atteint une distance maximale de 31 m. On observe que la hauteur de la houle commence à croître sur le profil juste avant les 8 m de profondeur ; au-delà la hauteur décroît d'une manière linéaire pour ensuite montrer un deuxième déferlement à une profondeur de  $\approx 2,6$  m.

Au milieu de la tempête (figure IV-7) une barre près de la côte s'était formée pour ensuite disparaître en fin de tempête. Le set-up qui accompagne cette vague est de l'ordre de 0,42 m. Quant au courant du fond ; ce dernier se dirige vers le large avec des vitesses variant le long du profil ou on observe son intensité augmenter au niveau des anciennes barres et des barres en formation au milieu de la tempête pour atteindre des valeurs de 0,3 - 0,35 m/s. La plus importante intensité a été enregistrée au niveau du jet de rive où la vitesse dépasse les 0,45 m/s. cette dynamique engendre un transport sédimentaire qui atteint  $0,00045 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m. L.}$  à l'approche de la côte, le transport est estimé à  $0,00025 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m. L.}$  Sur le plan horizontal (figure IV-8), nous remarquons que la vague atteint le rivage avec des hauteurs de  $\approx 0,6$  m avec une incidence quasi perpendiculaire à la côte. En surface le courant engendré, à l'approche de la côte, se dirige de l'ouest vers l'est dont l'intensité atteint les 0,75 m/s pour des profondeurs atteignant les 8 m et correspondant ainsi à la barre externe. Ce courant s'associe à une capacité de transport longshore qui atteindrait  $\approx 0,0007 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  sur la zone de déferlement et d'environ  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  dans la zone de jet de rive.

#### ***IV.4.1.2 La tempête de 2014***

La tempête de 2014 est une tempête qui dure environ 57 heures ; elle correspondrait à une tempête trentennale lors d'une analyse omnidirectionnelle et à une centennale pour une analyse directionnelle. Le pic de la tempête enregistre une hauteur de 6,73 m. Cette tempête provient initialement du secteur NNW ; après une vingtaine d'heures, elle aborde la côte frontalement en provenance du secteur N. Cette dernière engendre un engraissement de la partie haute du profil (figure IV-7) qui observe une disparition des barres sous-marine qui laisse place à deux fosses précédées par des barres de faibles amplitudes. Le profil enregistre un recul du trait de côte estimé à 12,4 m qui atteint en fin de tempête les 16 m. Quant à la transformation de la vague le long du profil nous observons qu'à des profondeurs de 7 à 8 m, juste avant la barre, débute le déferlement de l'onde ; sa hauteur décroît progressivement. À des profondeurs de 3,5 m, un deuxième déferlement se produit ; ce comportement hydrodynamique génère un courant du fond qui se dirige vers le large avec une vitesse maximale, sur l'estran, qui atteint 0,55 m/s. La vitesse décroît graduellement jusqu'à la profondeur de  $\approx 9,8$  m où le sens de propagation du courant s'inverse et l'intensité atteint 0,04 m/s.

Le transport sédimentaire engendré par l'interaction du courant du fond et la morphologie du profil atteindrait  $0,0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L. en surface, le courant de dérive s'oriente vers l'est (figure IV-8) avec un maximum atteint de 0,45 m/s ; les heures suivant le pic, une barre hydrodynamique s'installe avec un courant dont l'intensité est de  $\approx 0,33$  m/s. Au niveau de la zone de déferlement, la dérive littorale présente une capacité du transport sédimentaire de l'ordre de  $0,00032 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ .

#### ***IV.4.1.3 La tempête de 2009***

La tempête de 2009 est considérée comme une tempête décennale à partir d'une analyse omnidirectionnelle ; par contre pour une analyse directionnelle elle correspondrait à une tempête trentennale. Le pic de la tempête est de l'ordre de 6,39 m au large. La tempête dure 96 heures dont le pic est au centre avec une hauteur qui dépasse à peine les 4 m près de la côte. Elle provient du secteur nord-ouest ; à fur et à mesure, elle s'oriente vers le nord, le pic de la tempête coïncide avec une direction Nord-Ouest. Cette tempête engendre la disparition des deux barres lors du double déferlement que subit l'onde à -6,5 m et -3,7 m qui laisse place à une seule barre large (figure IV-7) pas très haute qui s'étend d'environ de -6 m vers -4 m. elle engendre aussi une accumulation sur la partie supérieure du profil sous-marin ; quant au trait de côte, il connaît un retrait estimé à 10,60 m et une avancée maximale de l'eau estimée à 35,5 m. À l'approche du pic, le courant net du fond indique un courant qui se dirige vers le large avec une intensité qui atteint 0,43 m/s dans la zone du jet de rive, le long du profil la vitesse du courant diminue en présentant un profil en dent de scie ou l'augmentation des vitesses concorde avec la présence des barres qui augmente les frictions. Le transport sédimentaire induit est de l'ordre de  $0,0003 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L. il correspondrait à la mobilisation du sédiment arraché aux différentes parties du profil et s'accumulera plus bas que son point d'arrachement.

Chapitre IV : Étude de la dynamique hydrosédimentaire lors des évènements exceptionnels sur un plan 2D horizontal (Mike21) et 2D vertical (SMC)

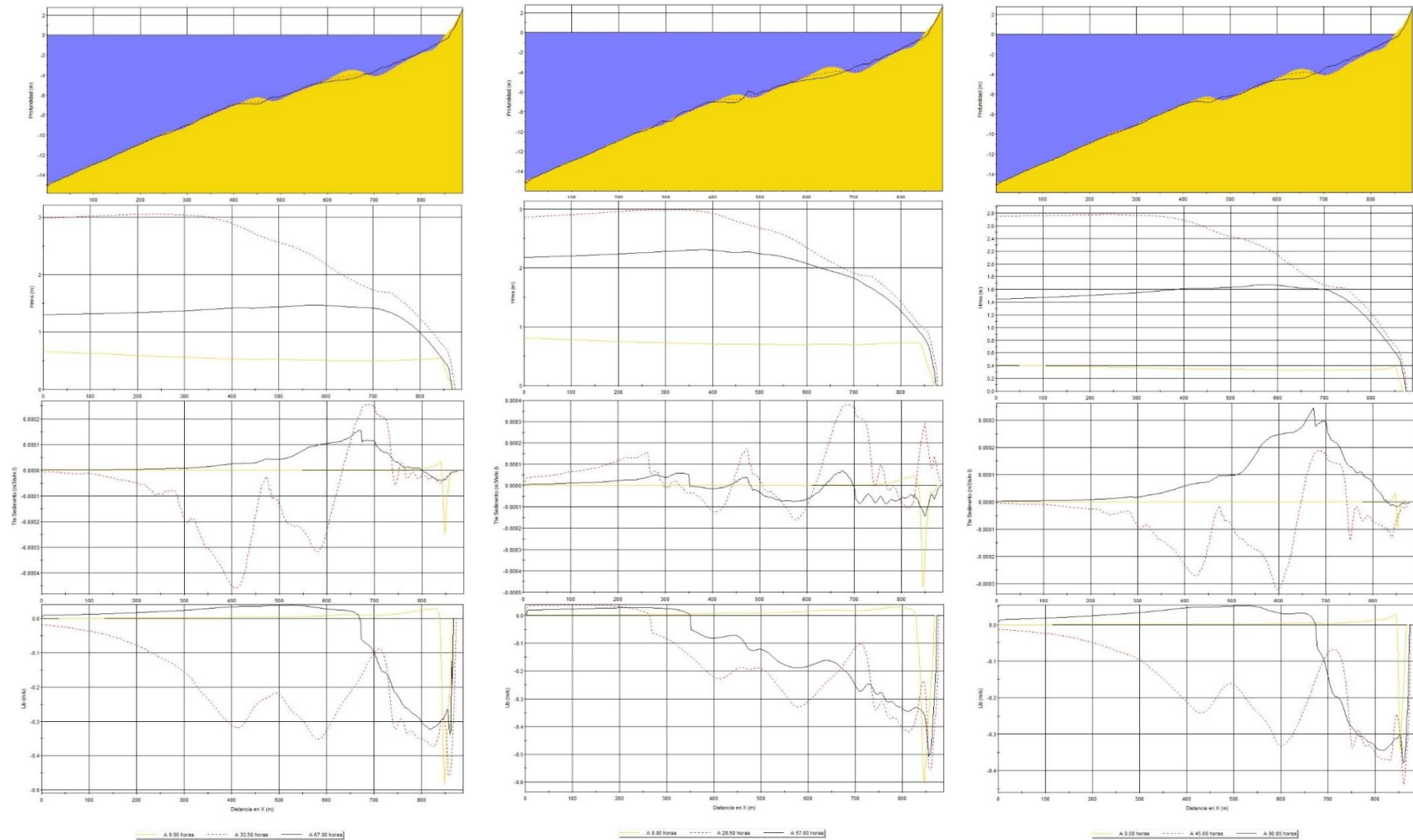
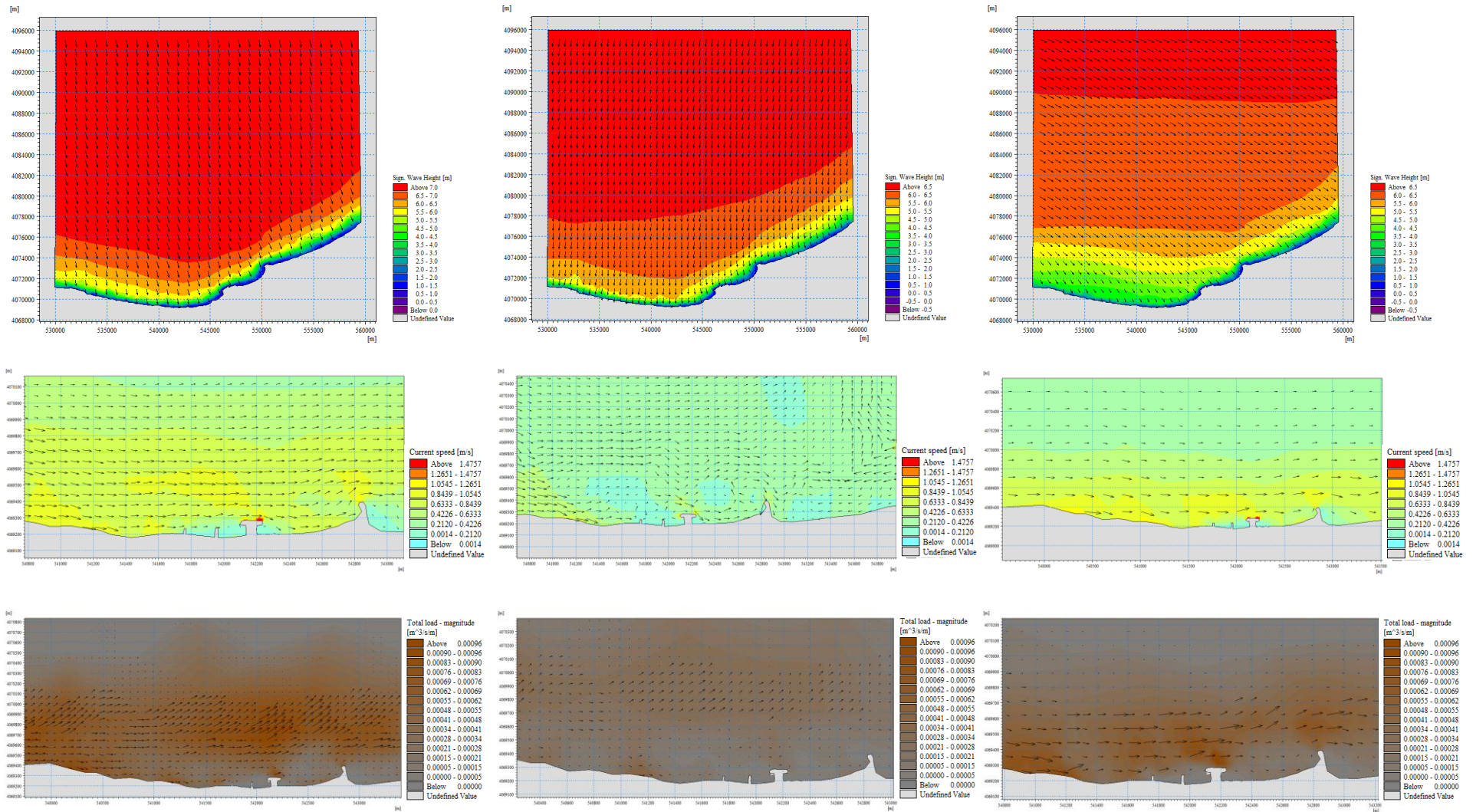


Figure IV-7 : Résultats de simulation 2DV : Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2007, 2014 et 2009 (de gauche à droite) a Boumerdès.

# Chapitre IV : Étude de la dynamique hydrosédimentaire lors des évènements exceptionnels sur un plan 2D horizontal (Mike21) et 2D vertical (SMC)



**Figure IV-8 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2007, 2014 et 2009 (de gauche à droite) a Boumerdès.**

Le courant longshore induit par la tempête de 2009 (figure IV-8) atteint un maximum au niveau du point de déferlement avec une vitesse moyenne de 0,75 m/s ; en allant vers la côte, le courant diminue pour recroître par endroit sur la face avant côte. Le transport induit sur la zone suit la même tendance que le courant ou la capacité de transport maximal s'observe à la profondeur de déferlement au pic 0,0006 m<sup>3</sup>/s/m de la tempête par contre aux limites de la tempête le transport le plus important s'effectue sur la zone interne du profil sous-marin, cette capacité de transport des sédiments fluctue dans l'espace et dans le temps, sur le plan horizontal, avec le déplacement du point de déferlement.

#### ***IV.4.1.4 La tempête de 2015***

La tempête de 2015 est une tempête qui coïnciderait avec une période de retour équivalente à une période décennale dans le cas d'une analyse unidirectionnelle et dans le cas d'une analyse directionnelle considérée avec une tempête de 30 à 50 ans de retour. Elle s'étend du 29 janvier au 2 février 2015 où le pic atteint les 6,35 m. Cette onde de tempête de secteur nord-ouest commence à déferler aux alentours de 6 m de profondeur, elle génère un courant du fond qui se dirige vers le large, entre la côte et la zone du déferlement, avec une intensité de 0,35 m/s (figure IV-9), au point de déferlement l'intensité diminue et sa direction de propagation s'inverse. La tempête engendre une érosion de l'estran dont le recul du trait de côte est estimé à 10,57 m accompagné d'une excursion de 35,35 m. La tempête engendre aussi l'affaissement des deux barres et la formation d'une nouvelle, plus haut dans le profil. Le transport sédimentaire sur cette zone de déferlement s'effectue avec un taux de 0,000 2 m<sup>3</sup>/s/m.L.

Sur le plan horizontal (figure IV-10) ; le courant de dérive se dirige vers l'est avec une intensité moyenne de 0,5 m/s, à la côte le courant s'intensifie est atteint 0,8 m/s ; entre les épis l'intensité ne dépasse pas 0,35 m/s. La capacité de transport sédimentaire parallèle à la côte varie de 0,001 m<sup>3</sup>/s/m ; en face du brise-lame ; à 0,000 4 m<sup>3</sup>/s/m près de la côte. Sur la zone de déferlement, ce taux varie entre 0,000 3 et 0,000 1 m<sup>3</sup>/s/m.

#### ***IV.4.1.5 La tempête de 1995***

La tempête de 1995 sur le littoral de Boumerdès coïncide avec la date allant du 12 au 15 janvier 95 dont le pic est atteint dans la nuit entre le 12 et le 13 janvier, cette tempête enregistre une hauteur de houle de 5,92 m au large ; à la côte celle-ci dépasse les 4 m durant une durée de 30 heures environ. La tempête induit une modification du profil (figure IV.9) jusqu' à la profondeur de clôture. À la côte la tempête engendre un recul horizontal de ≈10 m avec un maximum de submersion estimé à ≈31 m. L'incidence des vagues débute avec une orientation nord-ouest à fur et à mesure qu'on s'approche du pic le secteur d'incidence de la houle dévie vers le NNE. La réfraction de la houle fait que cette dernière approche la côte avec un angle d'incidence avoisinant les 10 N ce qui engendre donc un transport et un hydrodynamisme spécifique à ses caractéristiques intrinsèques en plus de la morphologie du profil de la plage.

Sur le plan horizontal en 2D (figure IV-10), le courant induit s'oriente de l'E vers le W avec un maximum enregistré qui est à des profondeurs correspondantes à ≈(6,5 m-6,9 m) ainsi qu'aux faibles profondeurs dont l'intensité moyenne est de 0,4 m/s ; ceci concorde avec le résultat observé sur le plan vertical qui montre que l'intensité du courant du fond induit croît le long du profil avec la décroissance de la profondeur ; à des profondeurs avoisinant les 6 m, ce

qui correspondrait à la barre sous-marine. Sur le modèle 2DV ; la vitesse du courant du fond est de 0,2 m/s et il se dirige vers le large. L'intensité augmente entre les profondeurs de 6 m et 4 m

de profondeur pour atteindre une valeur de 0,3 m/s, dans la zone du jet de rive ce dernier atteint une vitesse de 0,5 m/s ce qui correspondrait à la zone de turbulence qui va être responsable du transport sédimentaire près de la côte où il atteint  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L.}$  sur la majeure partie du profil favorisant l'accumulation par endroit et une érosion par d'autres endroits, à ce niveau le set-up au pic de la tempête atteint 0,4 m tandis qu'aux limites de la tempête ce dernier atteint initialement les 0,9 m et en finale zéro 0,18m.

#### ***IV.4.1.6 La tempête de 1996***

La tempête de 1996 couvre l'épisode du 5 février au 9 février ; cette dernière est tout aussi considérée comme une tempête quinquennale ; elle provient du secteur NW. Cet épisode de tempête enregistre une fluctuation du secteur d'incidence à la côte, l'angle d'incidence fluctue entre  $-40^\circ$  et  $0^\circ$ . Le sens de propagation de cette tempête est à l'opposé de la tempête de 1995, pour laquelle l'angle d'incidence est plus stable. La tempête de 1996 s'étend sur environ 96 heures durant lesquelles la hauteur au large est restée supérieure à 3 m pour une durée de 48 h. À la côte ; elle se caractérise par deux pics supérieurs à 4 m. cette tempête engendrerait donc un transport de masse duquel il en résulte l'érosion des deux barres sous-marines et une réorganisation du profil (figure IV-9) où on observe une érosion au niveau de l'estran et une accumulation sur la face avant de la barre interne ; puis une érosion au niveau de celle-ci est succède par une accumulation juste avant la barre externe où on observe une création d'une microbarre qui donne suite à un creux à la place de la barre déjà existante ; une autre petite accumulation s'effectue à une profondeur d'environ 9 m, qui correspondrait au début de déferlement au pic de la tempête.

Le transport engendré au cours de cette tempête se caractérise par le fait que lors de sa propagation un transfert d'énergie par le vent perdure, ce qui fait croître sa hauteur. La fluctuation du pic de la tempête ne permet pas la distinction de son impact sur le comportement du profil et des paramètres hydrosédimentaires sur le modèle 2DV. Nous nous sommes donc intéressés à une partie de la tempête ; la vitesse engendrée par un pic atteindrait 0,55 m/s sur l'estran. Le courant du fond se dirige vers le large jusqu'à la profondeur de déferlement passant par les barres, ce dernier engendre leur migration avec un taux de  $0.0003\text{-}0.0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L.}$  La modélisation sur le plan horizontal (figure IV-10) montre la même tendance de capacité de transport sédimentaire. Dans les heures qui suivent le pic ; il est observé que, de la côte vers le large ; la capacité du transport varie entre  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  et  $0,0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  avec une diminution entre les deux limites. La tempête engendre un recule de trait de côte de 13,5 m et une submersion de 32 m.

#### ***IV.4.1.7 La tempête de 2001***

La tempête de 2001 correspond à une tempête biannuelle qui s'étend du 9 novembre au 12 novembre. Près de la côte ; cet épisode pourrait être considéré comme deux épisodes de tempêtes successifs de même ordre. Elle provient initialement du secteur NNW puis dévie vers le NNE lors des 20 premières heures où elle atteint un premier pic  $\approx 5 \text{ m}$  ; après 25 h un deuxième pic de provenance NW aborde la côte. Cette tempête engendre l'affaissement des barres sous-

marines existantes et un remblaiement de la partie supérieure du profil et migration de la barre interne à 100 m plus loin (figure IV-11). Ces variations s'accompagnent d'un recul du trait de côte de 12,5 m et une submersion horizontale de 35 m. Au pic, la hauteur de la houle croît à l'approche de la côte, à partir de 5,5 m elle commence à décroître, à -3,5 m la houle subit un deuxième déferlement. Le courant du fond se dirige vers le large dont l'intensité à la côte atteint

Chapitre IV : Étude de la dynamique hydrosédimentaire lors des évènements exceptionnels sur un plan 2D horizontal (Mike21) et 2D vertical (SMC)

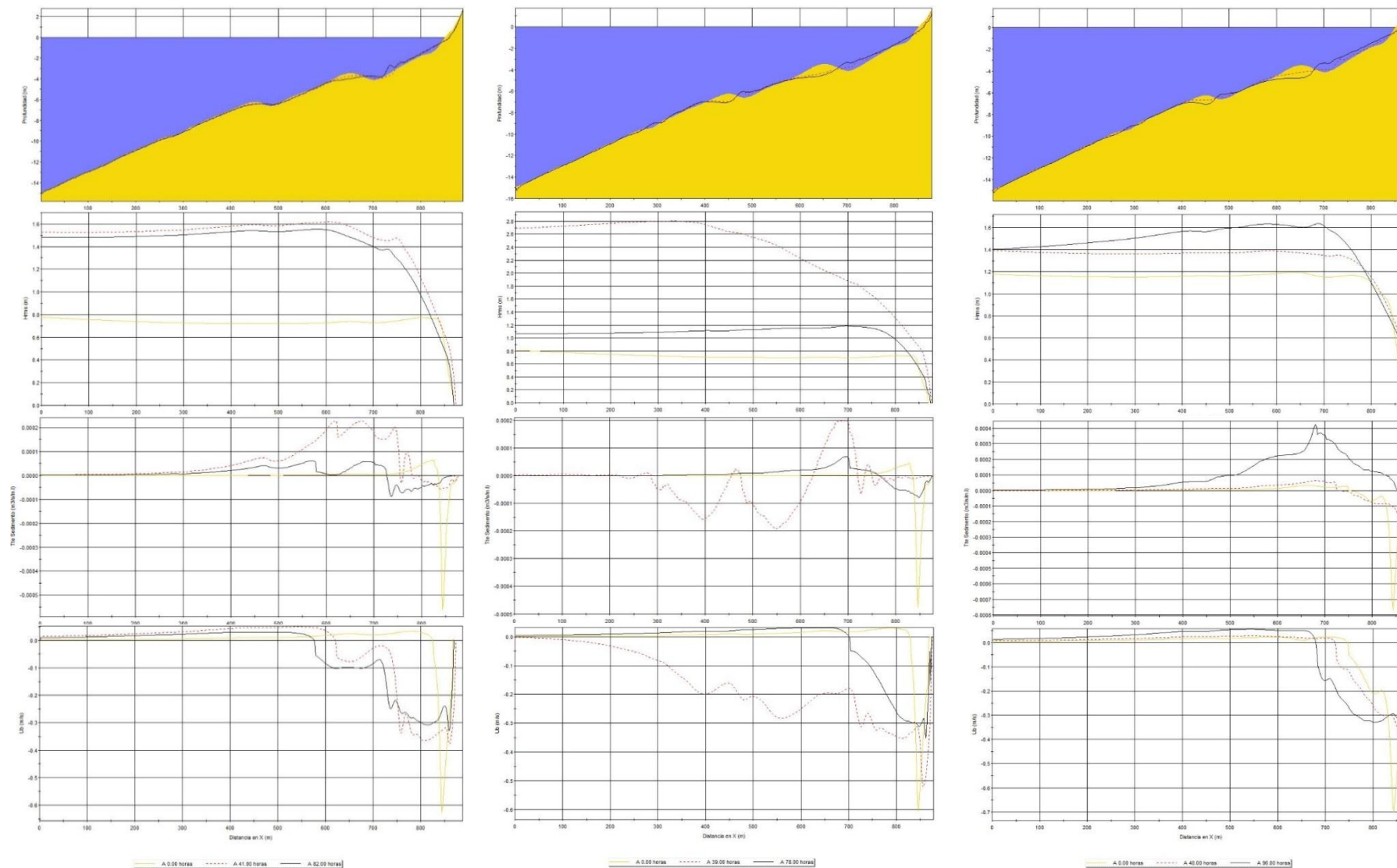
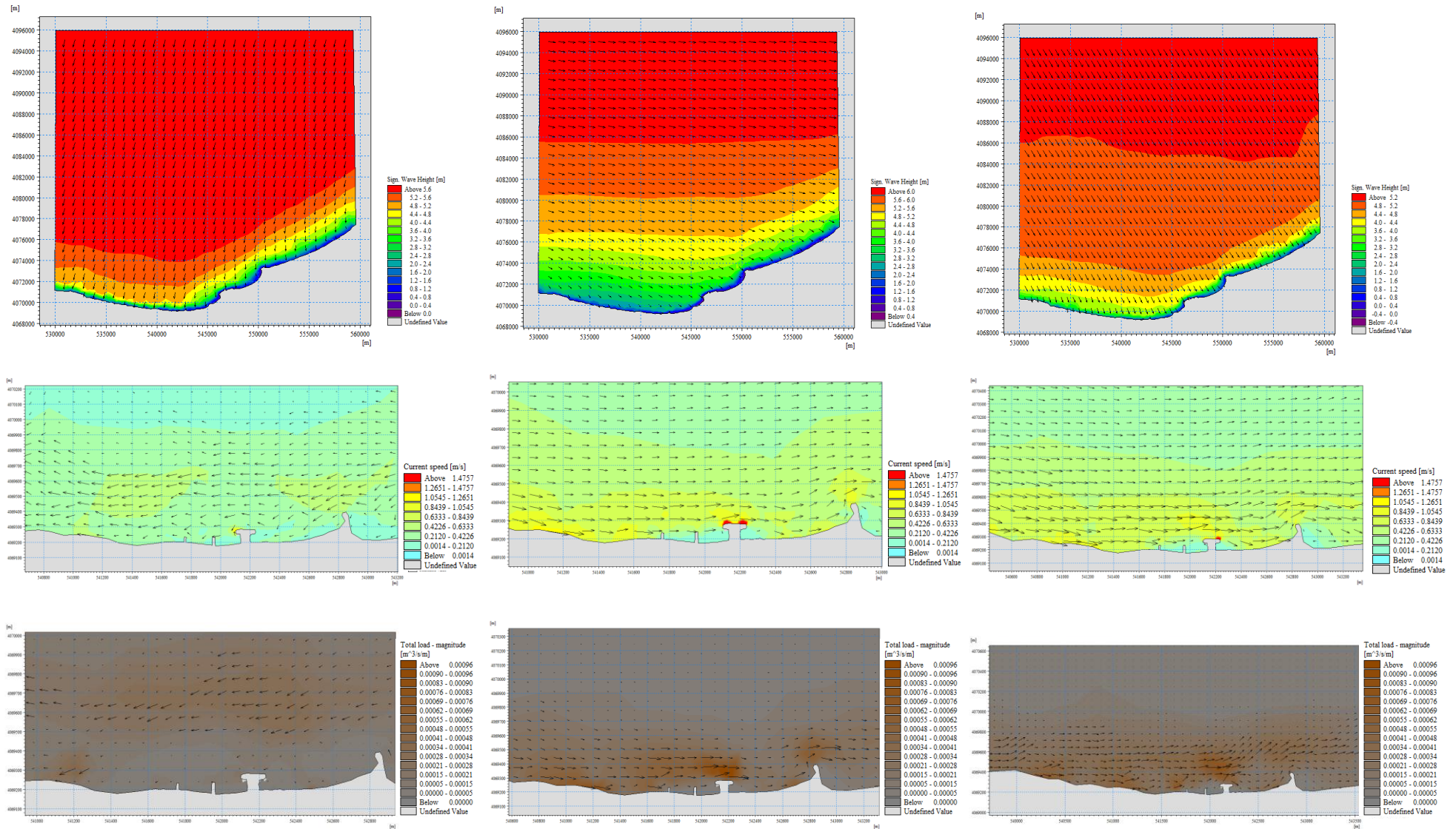


Figure IV-9 : Résultats de simulation 2DV : Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2015, 1995 et 1996 (de gauche à droite) a Boumerdès.

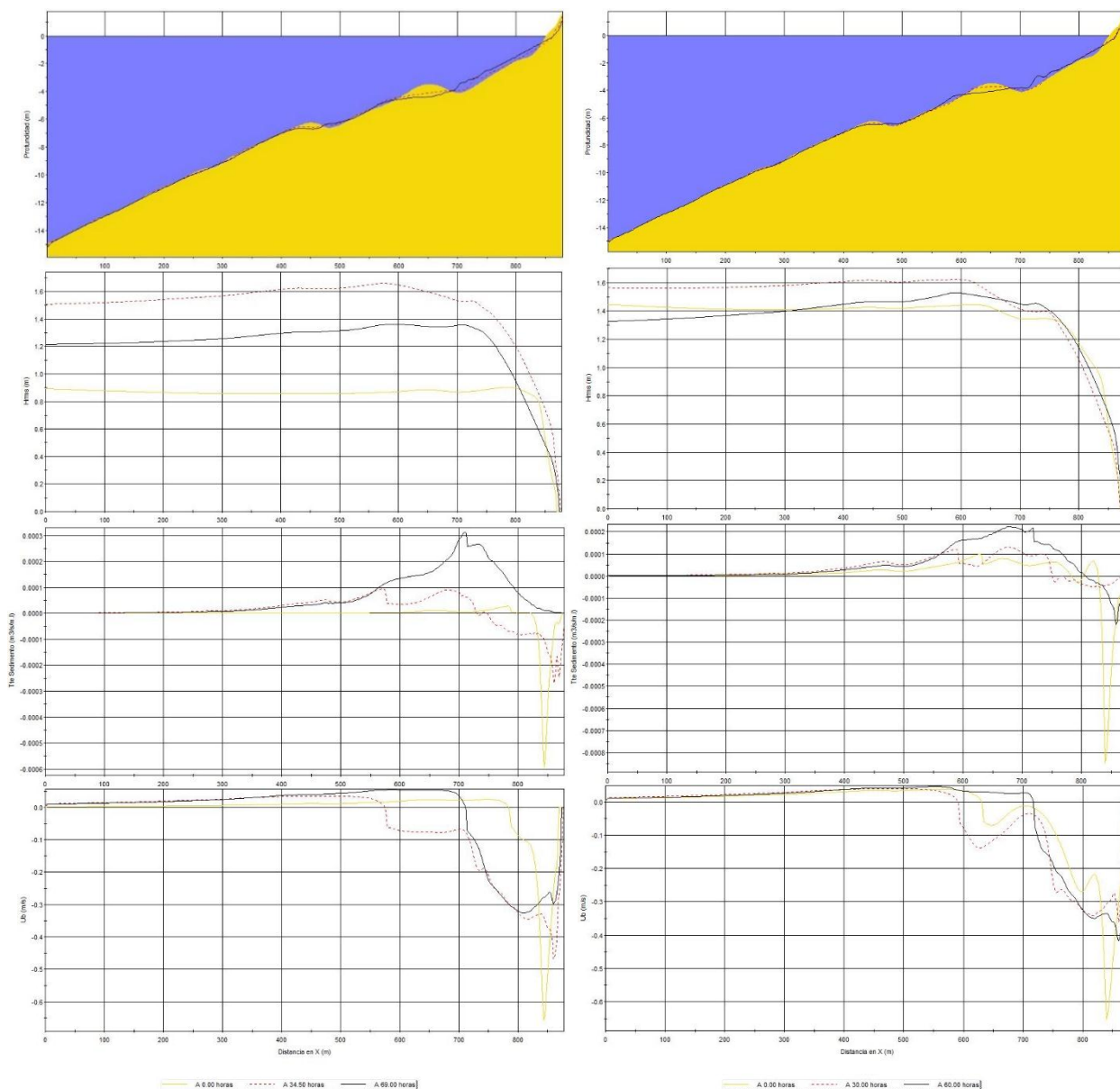
# Chapitre IV : Étude de la dynamique hydrosédimentaire lors des évènements exceptionnels sur un plan 2D horizontal (Mike21) et 2D vertical (SMC)



**Figure IV-10 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2015, 1995 et 1996 (de gauche à droite) a Boumerdès.**

0,47 m/s puis décroît à moins 0,1 m/s, au-delà de la profondeur de déferlement le courant s'oriente vers la côte. Le taux du transport sédimentaire maximal est de 0,000 3 m<sup>3</sup>/s/m.L.

La distribution courantologique issu du modèle horizontal (figure V-12) indique une distribution similaire aux résultats 2DV ; ou le courant atteindrait ≈0,7 m/s par endroit, de part et d'autre de la zone de déferlement les vitesses diminuent pour croître de nouveau dans la zone de jet de rive. Quant à la capacité du transport sédimentaire, elle est maximale dans la zone de déferlement avec une moyenne de 0,000 4 m<sup>3</sup>/s/m.



**Figure IV-11 : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2001 et 2013 (de gauche à droite) a Boumerdès.**

La tempête de 2013, sur la côte de Boumerdès, coïncide avec la deuxième tempête biannuelle dont l'angle d'incidence est initialement ouest, elle dévie jusqu'à ce que sa provenance soit nord-ouest. Cette dernière se déroule entre le 22 janvier et le 25 janvier avec un

pic qui atteint 5,21 m au large ; à la côte le pic atteint est de 3 m. cette tempête couvre une durée de 60 heures. La tempête engendre une disparition des deux barres existantes laissant place à la création d'une microbarre ; lors de cette tempête, une érosion sur l'estran a été provoquée et atteint 10,68 m à la fin de l'épisode tempétueux, l'eau submerge la plage sur une distance horizontale de 31,3 m. Au cours de la tempête; le déferlement débute à 6,5 m de profondeur sur la barre externe qui subira une légère érosion, À 3,5 m de profondeur un deuxième déferlement se produit. Cette évolution de la vague s'accompagne d'un courant net du fond qui s'oriente vers le large, son intensité varie entre 0,4 m/s à la côte et à moins de 0,15 m/s. Le transport sédimentaire induit varie entre 0,000 2 et 0,000 3 m<sup>3</sup>/s/m.L au niveau de la barre interne, ce qui causera sa disparition et l'accumulation un peu plus bas.

Sur le plan horizontal (figure IV-12), le courant induit s'oriente vers l'est et enregistre des vitesses maximales ≈0,65 m/s à la côte; ces intensités diminuent en allant vers le large, entre les épis les courants s'affaiblissent. La capacité du transport longshore suit la distribution hydrodynamique où à la côte le taux du transport sédimentaire est maximal avec 0,000 2 m<sup>3</sup>/s/m.

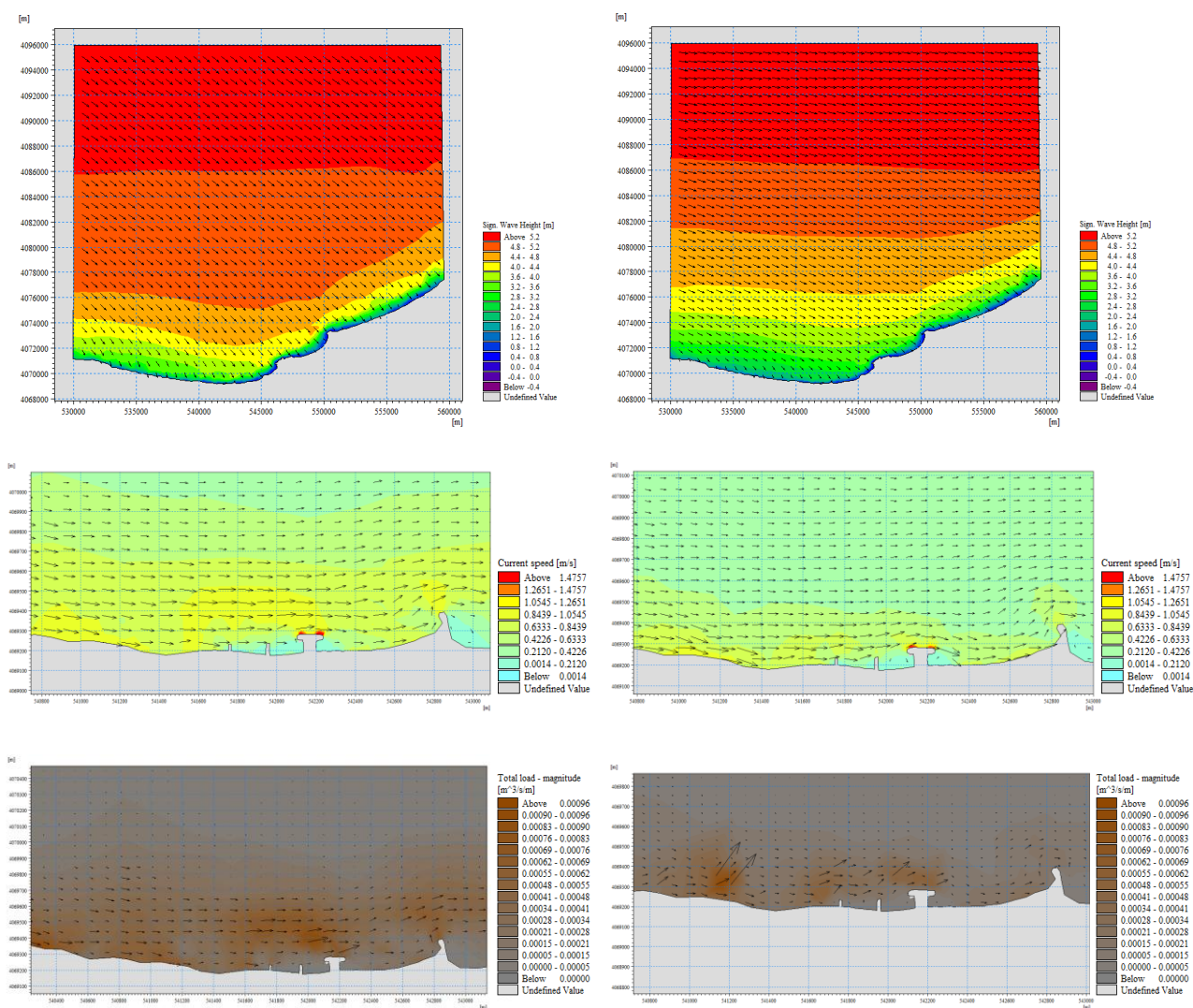


Figure IV-12 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2001 et 2013 (de gauche à droite) a Boumerdès

## IV.4.2 El Djamila

### IV.4.2.1 La tempête de 2007

La tempête de 2007 (figure IV-13) provient au moment du pic du secteur nord ; en abordant la baie d'el Djamila, elle se réfracte de part et d'autre de la baie (figure IV-13). Elle génère un transport de masse qui s'oriente vers l'est à une intensité moyenne de 0,5 m/s à l'ouest de la baie et inversement du côté Est dont l'intensité moyenne est d'environ 0,4 m/s. la rencontre des 2 courants engendre un courant d'arrachement, la position de ce dernier migre à l'ouest dans les heures qui suivent le pic, la capacité du transport induit montre deux zones parallèles , la première aux profondeurs de 8 m à 9 m avec une capacité de transport de l'ordre de 0,000 1 m<sup>3</sup>/s/m.L

La tempête de 2007 (figure IV-14) aborde le profil 1 avec un angle initial d'environ 80° puis dévie jusqu'à atteindre 45°. Une diminution graduelle de la vague débute sur le profil 1 aux environs de 8 m ; à une profondeur de 4 m la décroissance de la hauteur quadratique se fait très rapidement pour atteindre la côte avec une hauteur de 0,4 m. Ce comportement engendre un transport sédimentaire qui est de l'ordre de 0,000 22 m<sup>3</sup>/s/m.L favorisant une accumulation dans la zone de déferlement à 4 m et aussi un peu plus sur l'avant-côte. Quant au courant du fond, ce dernier atteint une intensité de 0,26 m/s au-dessus de la profondeur de déferlement. La tempête engendre une avancée du trait de côte et une excursion maximale de l'eau sur la plage égale à 36,33 m.

Sur le profil 2 (figure IV-14) ; nous observons une avancée du trait de côte et une progradation d'un petit talus d'une largeur de 40 m environ sur l'avant côte ; le reste profil a un aspect relativement rectiligne avec une micro barre au niveau d'une profondeur de 5 m. La hauteur de l'onde de tempête commence à diminuer à partir de 9 m de profondeur environ; à la fin de la tempête le point de déferlement concorde avec la profondeur de 4 m. Le courant se dirige de la côte vers le large le long du profil, la vitesse maximale est atteinte sur l'estran avec 0,41 m/s ; le long du reste du profil, une vitesse de 0,25 m/s est atteinte par le courant aux profondeurs variant entre 1 m et 2 m. Ce comportement hydrodynamique s'associe à un transport sédimentaire de 0,000 1 m<sup>3</sup>/s/m.L entre 9 m et 4 m. Au-delà des 4 m, c'est un transport sédimentaire constructif avec une vitesse de transport d'environ 0,000 25 m<sup>3</sup>/s/m.L .

Sur le profil 3(figure IV-14); la modélisation indique une faible érosion de 0,5 m et une excursion maximale de 24,95 m. La vague en se propageant déferle dans un premier temps à des profondeurs de 9 m à 10 m ; en diminuant, elle subit un deuxième déferlement qui va induire une décroissance plus accentuée à une profondeur de 4 m. On observe un remblaiement au niveau du creux supérieur ainsi que le creux précédent la barre existante à 4 m. le transport sédimentaire s'effectue avec un taux de 0,000 3 m<sup>3</sup>/s/m.L au de las de la barre le transport est érosif avec un taux de 0,000 1 m<sup>3</sup>/s/m.L. Au pic de la tempête ; le courant se dirige ,tout au long du profil jusqu'à la profondeur de déferlement, de la côte vers le large avec un courant de 0,4 m/s puis décroît ; le courant s'intensifie au niveau de la barre et atteint 0,29 m/s puis diminue. Aux limites de la tempête le courant est de l'ordre de 0,3 m/s au-dessus de 2,5 m ; en dessous il se dirige vers le large à de très faibles intensités ( $\approx 0,05$  m/s).

Sur le profil 4 (figure IV-15) ; nous observons un remblaiement de la zone située entre 2,5 m et 5 m de profondeur qui s'accompagne avec une érosion de la barre et la migration de cette dernière ainsi que l'abaissement de la barre externe d'environ 40 cm. Le trait de côte présente un recul horizontal de 8 m et une excursion maximale de l'eau sur la plage qui est à 27,6 m. La hauteur de la vague indique une diminution de la hauteur le long du profil et un deuxième déferlement est observé sur la nouvelle barre formée qui correspondrait à des profondeurs de 3 m. Le transport induit par cette dynamique présente un transport cumulatif qui dépasse les  $0,000\ 23\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Au milieu de la tempête, le courant du fond se dirige de la côte vers le large ; au niveau de la zone de turbulence, il atteint une vitesse maximale de 0,45 m/s qui diminue à fur et à mesure. Sur la barre externe, l'intensité du courant ré-augmente pour atteindre 0,3 m/s puis diminue (inférieur à 0,1 m/s).

Sur le profil 5 (figure IV-15) la tempête de 2007 engendre un retrait du trait de côte de presque 5 m et une excursion de 62 m. Cette dernière fait que la hauteur quadratique de la vague diminue lentement à partir de 9 m ; elle diminue rapidement et subit un deuxième déferlement à une profondeur de 2 m. Cette transformation induit un transport sédimentaire de l'ordre de  $0,000\ 35\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  dans la zone du jet de rive. À partir de 5 m ; le transport est de l'ordre de  $0,000\ 27\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant au fond indique qu'au milieu de la tempête ; il se dirige vers le large le long du profil avec une vitesse maximale au niveau de la zone du jet de rive de 0,53 m/s. il diminue ensuite pour croître au-dessus de la barre externe avec une intensité de 0,31 m/s puis diminue. Au début et à la fin de la tempête, ce dernier se dirige vers la côte jusqu'à des profondeurs d'environ 3 à 4 m.

Sur le profil 6 (figure IV-15) la tempête engendre une avancé du trait de côte. Cette dernière l'aborde avec un angle qui varie entre 0 à 50 degrés, en provoquant la disparition de la barre sur l'avant côte ce qui donne un aspect régulier au profil. La vague déferle à partir de profondeurs de 6,5 m pour arriver jusqu'à la côte avec une hauteur quadratique de 0,5 m. Le transport sédimentaire indique deux pic ; le premier, à 2 m de profondeur ou on perçoit une légère accumulation et un deuxième à la profondeur de 5 m qui présente tout aussi une accumulation ; ce transport s'effectue avec un taux pic du transport de  $0,000\ 5\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  à la profondeur de 6 m. Le courant du fond se dirige vers le large, de la côte à la profondeur de déferlement avec une intensité de 0,32 m/s ; au-delà son sens de propagation s'inverse.

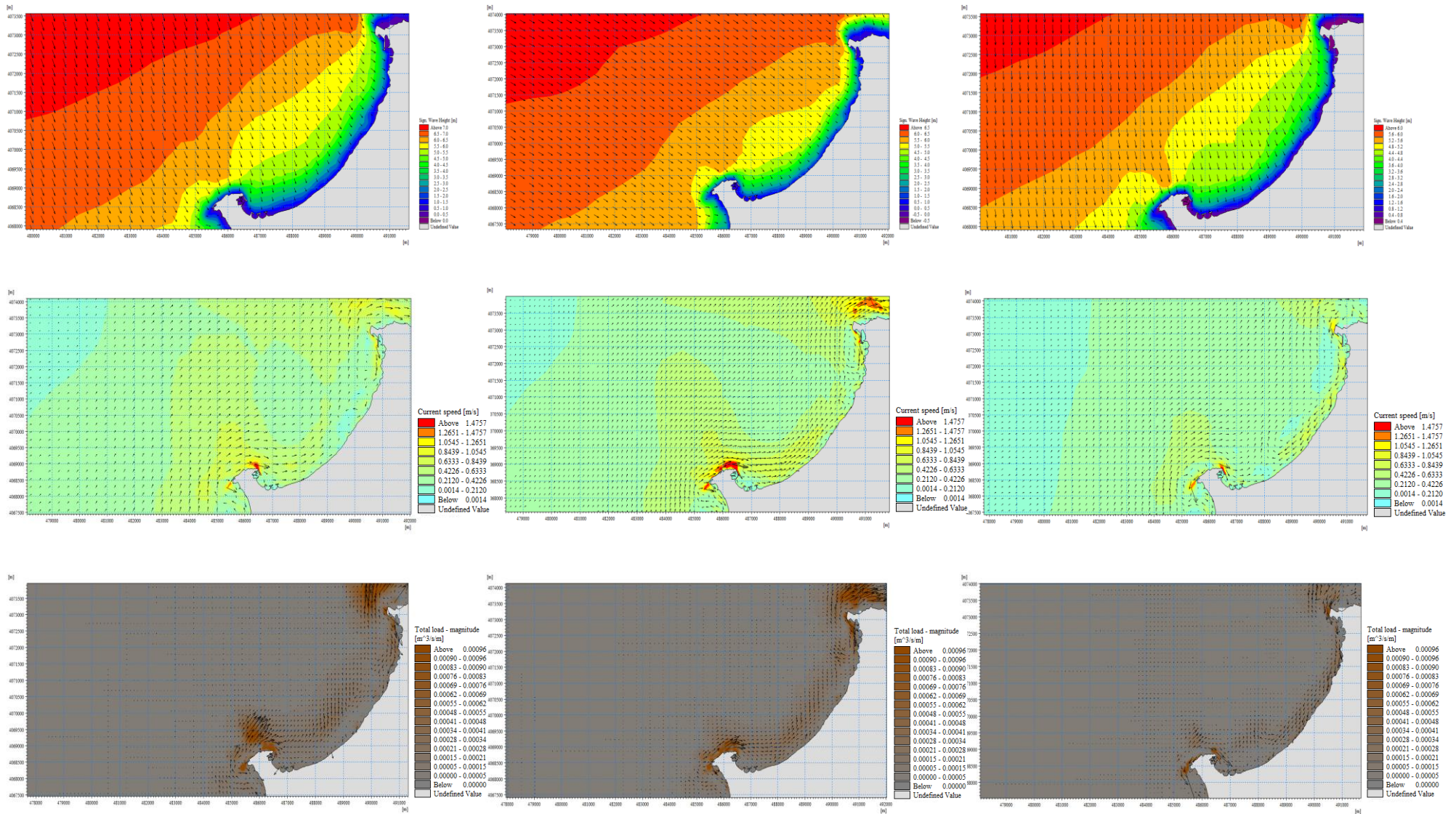


Figure IV-13 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2007,200 9 et 2014 (de gauche à droite) a El Djamila.

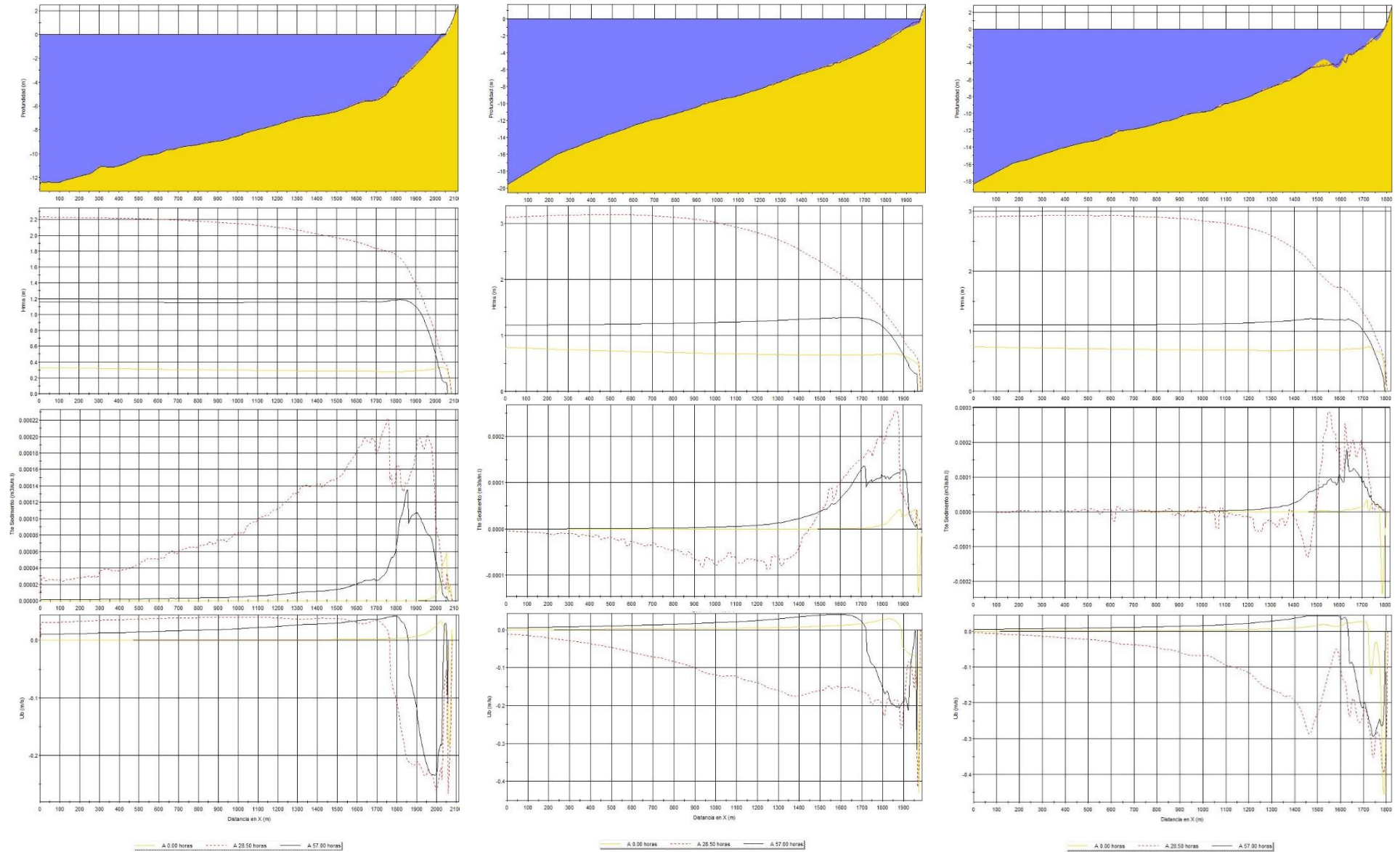


Figure IV-14 : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2007 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'el Djamila.

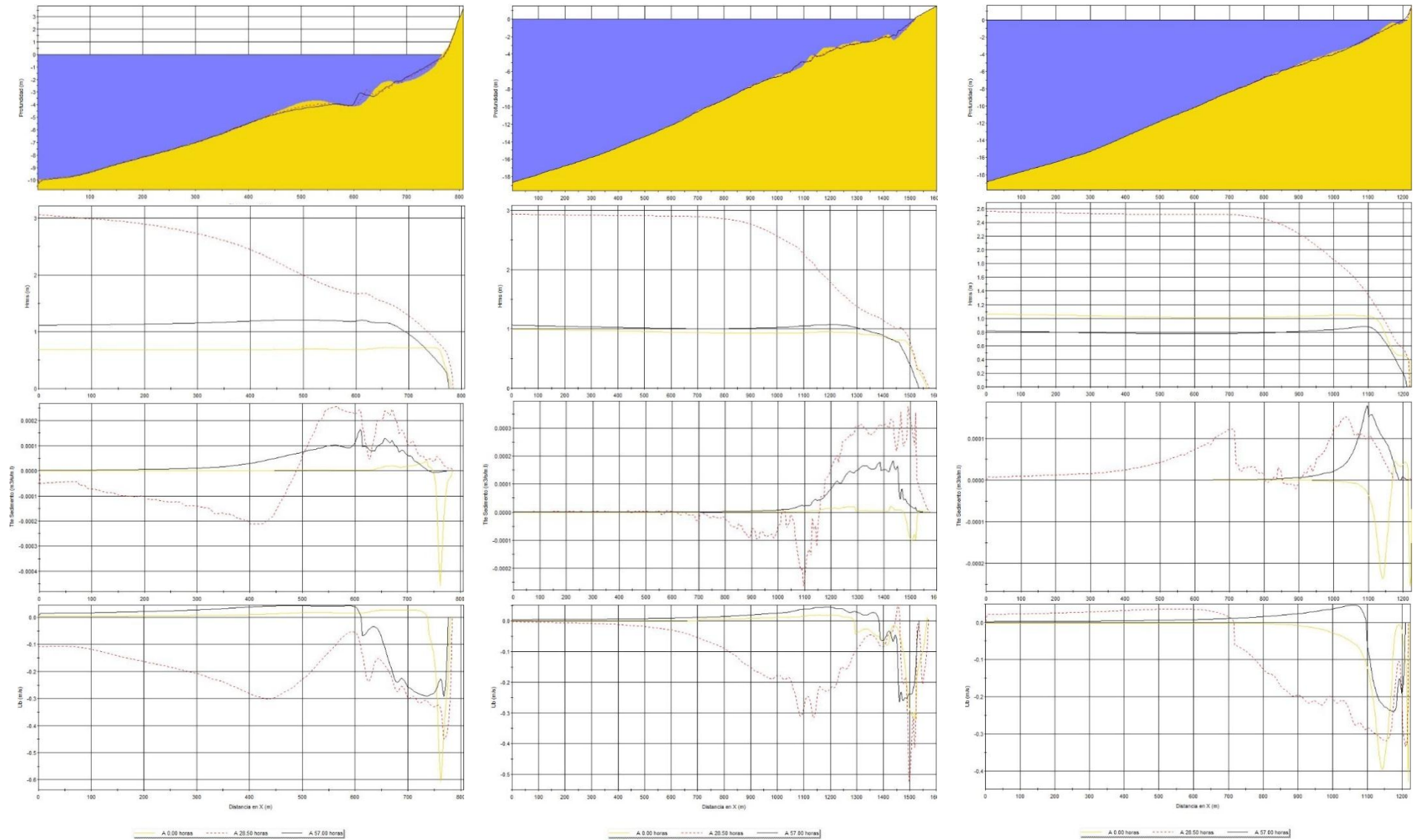


Figure IV-15 : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2007 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'el Djamila.

#### IV.4.2.2 La tempête de 2009

La tempête 2009 (figure IV-13) est une tempête trentennale de provenance WNW à W ; au moment du pic, elle provient du NW. Au large sa hauteur est de l'ordre de 6,32 m. Elle engendre un courant de dérive vers l'est qui croit le long de la section 2 et 3 où il atteint 0,8 m/s à des profondeurs de 6,7 m ; du côté est, le courant décroît et atteint 0,33 m/s. La rencontre des deux courants frontalement génère un transport de masse vers le large avec une intensité de 0,3 m/s. Le transport sédimentaire induit suit le plan de déplacement du courant et se limite à la zone de déferlement avec une capacité de  $0,0003 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  qui s'étend jusqu'à 6,7 m.

La tempête aborde la section 1 (annexe IV-1) avec un angle d'incidence supérieur à  $80^\circ$ , nous l'avons donc fixé à  $80^\circ$  dans le modèle. Près de la côte et face au profil 1, au moment du pic, la vague de tempête atteint les 4 m engendrant une avancée du trait de côte dont la progradation de la ligne de côte s'étendrait jusqu'à 1,2 m de profondeur. Entre une profondeur de 1,5 m à 5 m ; le profil enregistre une érosion lors de la tempête causé principalement par le déferlement de la vague à des profondeurs de 3 m. Le transport sédimentaire modélisé le long du profil montre un taux avoisinant les  $0,0003 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . Le courant du fond induit s'oriente vers la côte jusqu'à la profondeur de déferlement à partir de laquelle il change de direction et son intensité augmente jusqu'à 0,28 m/s. L'excursion maximale sur le profil a été estimée à 34 m.

Le profil 2 (annexe IV-1) connaît aussi une progradation et une avancée du trait de côte avec une excursion de l'eau sur la plage de 21,6 m. Le long du profil ; la vague commence à déferler à partir de 9 mètres de profondeur, la forme du profil permet un déferlement progressif jusqu'à la profondeur de 3 m où on observe une petite accélération de la diminution de la hauteur. Le transport sédimentaire induit s'effectue avec un taux moyen de  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L tandis qu'au niveau de la zone d'avant côte ce dernier dépasse  $0,00035 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . Au-delà de la zone du début de déferlement ; le courant du fond se dirige de la côte vers le large dont l'intensité est maximale au niveau de la zone du jet de rive avec une vitesse de  $\approx 0,42 \text{ m/s}$  ; un deuxième pic s'observe sur l'avant-côte où il enregistre une intensité de 0,31 m/s ; au-delà, le courant se dirige vers la côte avec de faibles intensités inférieures à 0,05 m/s.

Le profil 3 (annexe IV-1) enregistre une érosion estimée à 1 m et une excursion horizontale maximale qui atteint le 27,2 m. Lors de la tempête, la vague commence à déferler à une profondeur de 6 m ; cette dernière engendre une modification progressive le long de la tempête ; la barre existante à 4 m s'affaisse, le sédiment transporté engendre une accumulation le long du profil qui s'effectue avec un taux de transport égal à  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  sur la barre et de  $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  sur le reste du profil. Le courant du fond se dirige vers le large jusqu'à la profondeur de déferlement où sa direction change, il se dirige vers la côte ; son intensité est de 0,4 m/s dans la zone du jet de rive puis diminue, sur la barre l'intensité du courant atteint 0,25 m/s puis diminue à moins de 0,05 m/s.

Au niveau du profil 4 (annexe IV-1), l'incidence de la tempête par rapport au profil varie de  $-20^\circ$  à  $20^\circ$ . au moment du pic ; la vague de tempête aborde le profil frontalement, c'est ce qui engendre une modification du profil et cause un recul du trait de côte d'environ 8 m et une excursion de 30 m. La vague commence à déferler à une profondeur de 7 m, cette dernière engendre un remblaiement du creux préexistant entre 0,5 et 2,5 m ainsi que la dégradation de la

barre intérieure qui migre vers la profondeur de 4 m ; la barre externe subit un affaissement induisant une légère accumulation jusqu'à environ 7 m de profondeur. Cette mobilisation de sédiments érodés s'effectue donc au niveau de la barre externe avec un transport de  $0,000\ 2\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  tandis que pour la partie interne sur la zone d'avant côtes, c'est un transport d'accumulation qui s'effectue avec le même taux de transport. Le courant du fond au pic de la tempête atteint un maximum de 0,29 m/s sur la barre externe, il diminue ensuite pour croître de nouveau et atteindre une vitesse maximale de 0,48 m/s. De la côte à la profondeur de déferlement, le courant se dirige vers le large.

Le profil 5 (annexe IV-1) est abordé par la vague de tempête frontalement au moment du pic. La vague commence à déferler à une profondeur de 7 m, elle subit un deuxième déferlement à la profondeur de 2 m. Cette dernière engendre un courant qui se dirige de la côte vers le large jusqu'à la profondeur de déferlement ; la vitesse maximale du courant est au niveau de la zone de turbulence (0,47 m/s) ; cette intensité diminue pour croître de nouveau au niveau de la barre des 5 m ou l'intensité est de l'ordre 0,37 m/sec. Le transport sédimentaire est estimé à  $0,000\ 4\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Cette section pourrait être sujette à un recul du trait de côte de 5 m et une excursion maximale de 70 m.

Sur le profil 6 (annexe IV-1), la vague ayant un angle d'incidence + 20° commence à déferler sur le profil à une profondeur de 7 m. Elle engendre la disparition de la barre sous-marine et l'érosion du profil entre 4 m et 7 m de profondeur. Cette variation est caractérisée par un pic de transport sédimentaire sur la zone de déferlement de l'ordre de  $0,000\ 5\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant du fond est un courant qui se dirige vers le large au pic de la tempête jusqu'à la profondeur de déferlement ; un maximum de 0,42 m/s est enregistré au niveau de la zone de turbulence. Le long du profil, ce dernier garde une intensité moyenne de 0,3 m/s ; au-delà de 7 mètres, cette vitesse diminue et s'approche du Zéro tandis qu'aux limites de la tempête le courant se dirige vers la côte jusqu'à une profondeur de 3 mètres ou sa direction s'inverse avec des vitesses de 0,3 m/s. L'excursion maximale de la vague est de 13,5 m.

#### **IV.4.2.3 La tempête de 2014**

La tempête de 2014 (figure IV-13) est une tempête dont la hauteur pic est de 6,36 m. Au large, cette dernière est de provenance Nord. Elle engendre un courant de dérive qui se dirige vers l'ouest et dont l'intensité est de l'ordre de 0,7 m/s ; nous observant que ce courant se déplace sur des profondeurs de 6 m. En s'éloignant de la côte, son intensité diminue et atteint 0,3 m/s. La capacité du transport sédimentaire longshore induit varie entre  $0,000\ 15$  et  $0,000\ 33\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  ; le sédiment suit le même plan de propagation du courant de dérive jusqu'en face de la section 2 ou le transport se dirige vers le large.

Sur le profil 1 (annexe IV-2), la tempête aborde le profil à 80 degrés puis dévie vers 50 degrés. La hauteur de vague commence à diminuer vers une profondeur de 7,5 m, puis déferle à 4,8 m de profondeur ; elle engendrant un transport qui croît graduellement du large vers la côte, le pic de  $0,000\ 3\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  est atteint au point de déferlement. Ce transport est associé à un courant du fond de 0,33 m/s. l'excursion de l'eau sur le profil est de l'ordre de 36,2 m. Le profil présente une faible érosion sur l'avant côte.

Sur le profil 2 (annexe IV-2), la vague commence à déferler à partir de 9 m de profondeur provoquant un transport qui croît en se rapprochant vers la côte ou il atteint  $0,000\ 3\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant du fond associé à une vitesse de  $0,15\ \text{m/s}$  le long du profil actif avec un maximum de  $0,45\ \text{m/s}$  sur la zone du jet de rive. L'avant côte subit une érosion entre  $-1,2\ \text{m}$  et  $-5,5\ \text{m}$ , et observe la formation d'une micro barre à  $5,2\ \text{m}$ . L'excursion de l'eau sur la plage est estimée à  $16,8\ \text{m}$ .

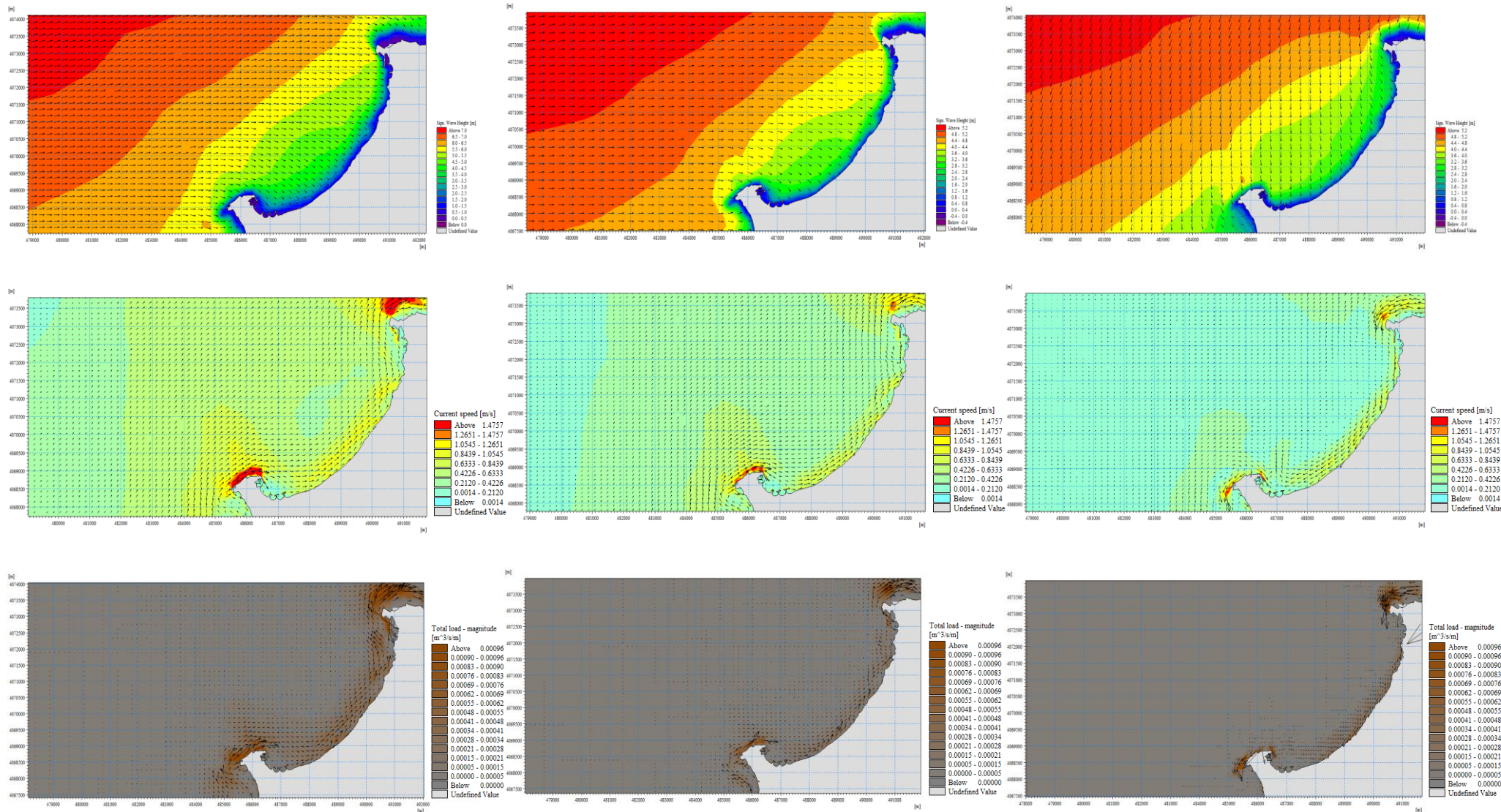
Sur le profil 3 (annexe IV-2) ; le trait de côte s'érode avec une distance horizontale de  $0,4\ \text{m}$  environ et une excursion de l'ordre de  $23\ \text{m}$ . sur le profil nous observons une accumulation dans la fosse avant et après la section rugueuse. La hauteur de l'onde commence à diminuer à partir de  $9\ \text{m}$  puis déferle à  $4\ \text{m}$  de profondeur. Le transport sédimentaire induit fluctue au tour de  $0,000\ 1\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  à environs  $9\text{m}$  ; sur le point de déferlement, il atteint  $0,000\ 4\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ . Le courant du fond associé se dirige vers le large avec un maximum d'intensité de  $0,5\ \text{m/s}$  sur la zone du jet de rive puis décroît jusqu'à la profondeur du premier déferlement, à partir duquel le sens s'inverse avec une intensité de moins  $0,05\ \text{m/s}$  ; le courant enregistre une vitesse de  $0,3\ \text{m/s}$ .

La section 4 (annexe IV-2) est abordée en provoquant un recul du trait de côte qui s'élève à  $5,5\ \text{m}$  et une excursion horizontale de  $26\ \text{m}$ . Le profil de vague présente un début de déferlement de la vague à une profondeur de  $9\ \text{m}$  et un deuxième déferlement au niveau de  $6\ \text{m}$ . cette dernière engendre une accumulation dans la fosse présente sur l'avant côte en plus de la migration de la barre interne et l'affaissement de la barre externe. Ces modifications s'effectuent avec un taux de transport de  $0,000\ 4\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  et un courant du fond variant entre  $0,3\ \text{m/s}$  et  $0,5\ \text{m/s}$ .

Sur le profil 5(annexe IV-2) la tempête de 2014 induit un recul horizontal du trait de côte à la fin de la tempête d'environ  $5\ \text{m}$  et une excursion maximale atteinte de  $50\ \text{m}$ . Cette vague commence à déferler à des profondeurs de  $10\ \text{m}$  ; cette transformation s'accroît à une profondeur de  $2\ \text{m}$  ou l'onde subit un deuxième déferlement. Cette dynamique s'accompagne d'un courant du fond d'une intensité maximale de  $0,3\ \text{m/s}$ , un pic de  $0,45\ \text{m/s}$  est enregistré au niveau de la zone de turbulence. le transport sédimentaire au niveau de la zone de déferlement atteint  $0,000\ 25\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  tandis que sur la partie supérieure du profil le taux de transport est de  $0,000\ 4\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ .

Sur le profil 6, la tempête de 2014 (annexe IV-2) engendre une érosion de  $0,5\text{m}$  et une excursion maximale de  $11\ \text{m}$ . La vague déferle à partir de  $7\ \text{m}$  induisant un courant du fond dont l'intensité moyenne au-dessus du point de déferlement approche  $0,4\ \text{m/s}$  ; le transport associé est en moyenne de l'ordre de  $0,000\ 1\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  avec un pic de  $0,000\ 24\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  sur le point de déferlement.

# Chapitre IV : Étude de la dynamique hydrosédimentaire lors des évènements exceptionnels sur un plan 2D horizontal (Mike21) et 2D vertical (SMC)



**Figure IV-16 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2015, 2013 et 1995 (de gauche à droite) El Djamila.**

#### **IV.4.2.4 La tempête de 2015**

La tempête de 2015 (figure IV-16) est une tempête de secteur ouest dont la hauteur au large égale 6,22 m. En se propageant sur la côte d'el Djamilia, elle génère un courant de dérive qui s'oriente vers l'est dont la vitesse engendrée décroît de la côte vers le large ; l'intensité pic à 5 m de profondeur est de l'ordre de 0,6 m/s. Ce transport de masse induit un transport sédimentaire parallèle à la côte avec une capacité de transport qui varie entre 0,000 22 m<sup>3</sup>/s/m.L et 0,000 44 m<sup>3</sup>/s/m.L

Au niveau du profil 1(annexe IV-3), la tempête engendre une excursion de 36,24 m sur la plage. La houle débute son déferlement à partir de profondeurs correspondant à moins de 3 m en engendrant une accumulation sur l'estran. La houle déferlante génère un courant du fond, ce dernier s'oriente de la côte vers le large jusqu'à la profondeur de déferlement avec une vitesse de 0,3 m/s. Le transport sédimentaire induit est de 0,000 4 m<sup>3</sup>/s/m.L.

Sur le profil 2 (annexe IV-3), la tempête déferle à une profondeur de 7 m et engendre une excursion horizontale de 17 m sur la plage. Cette dernière engendre un transport sédimentaire le long du profil avec un taux de 0,000 35 m<sup>3</sup>/s/m.L sur la partie supérieure du profil en engendrant la formation d'un talus au pied de l'estran. L'intensité du courant associé à ce transport varie de 0,3 m/s sur l'estran puis décroît jusqu'à moins de 0,1 m/s.

Sur le profil 3 (annexe IV-3), la vague commence à déferler à une profondeur de 8 m et engendre un courant du fond qui se dirige vers le large. Au milieu de la tempête, le courant atteint 0,45 m/s sur l'estran, tandis que le long du profil, ce dernier diminue et sa direction s'inverse à la profondeur de déferlement. Le transport sédimentaire s'intensifie à l'avant côte où le taux de transport au pic de la tempête atteint 0,000 37 m<sup>3</sup>/s/m.L ; le sédiment se répartit sur le reste du profil avec un taux de 0,000 2 m<sup>3</sup>/s/m.L. Cette dynamique s'accompagne d'un recule de trait de côte de 2,1 m et un étalement horizontal de la mer sur une distance de 28,8 m.

Le profil 4 (annexe IV-3) enregistre un recul de 8 m et excursion de 32 m ; la hauteur de la vague décroît suite à un début de déferlement à partir de 8,5 m de profondeur, elle subit un deuxième déferlement sur la barre interne qui a migré vers 4 m. Cette évolution s'accompagne d'un remblaiement de la fosse d'avant côte et l'affaissement de la barre externe. Le courant du fond induit se caractérise par une intensité de 0,5 m/s sur la partie supérieure du profil, en se dirigeant vers le large il diminue puis croit de nouveau au passage de la barre avec une intensité 0,3m/s. Le transport sédimentaire associé est de l'ordre de 0,000 3 m<sup>3</sup>/s/m.L.

Le profil 5 (annexe IV-3) enregistre une érosion de 5 m et une excursion estimée à 75 m. la transformation de la vague sur le profil montre une diminution à partir des profondeurs de 7 m, l'onde subit un deuxième déferlement à 2 m de profondeur. Le transport associé à cette transformation indique un taux de transport de l'ordre de 0,000 4 m<sup>3</sup>/s/m. le courant du fond induit présente une intensité de 0,3 m/s au niveau de la zone d'accumulation à 5,5 m de profondeur ; sur l'estran l'intensité est de l'ordre de 0,6 m/s.

La tempête de 2015(annexe IV-3) engendre une accrétion sur le profil 6 avec une excursion de 13,5 m. A partir de la profondeur de 7 m, la vague commence à déferler et engendre une érosion de la barre du profil entre 3 m et 5,5 m de profondeur, nous observons une accumulation plus bas sur le profil. Ce transit sédimentaire le long du profil s'effectue avec un taux maximal de 0,000 6 m<sup>3</sup>/s/m.L. Sur la

partie supérieure du profil sous-marin le taux est moins important ; quant au courant, ce dernier s'effectue avec une intensité moyenne de 0,3 m/s.

#### **IV.4.2.5 La tempête de 2013**

La tempête de 2013 (figure IV-16) est une tempête quinquennale de secteur Ouest ; le maximum de hauteur atteint au large est de 5,71 m. Elle engendre un courant de dérive qui se dirige vers l'est et dont l'intensité la plus importante ( $\approx 0,7$  m/s) est au niveau des sections 2,3 et 4, à l'extrémité Est de la baie le courant se dirige vers l'ouest avec une intensité  $\approx 0,5$  m/s. De la rencontre frontale des deux courants en résulte un courant d'arrachement de plus faible intensité ( $\approx 0,3$  m/s). La capacité de transport sédimentaire longshore induite varie entre 0,000 2 et 0,000 4 m<sup>3</sup>/s/m.L ; le sédiment suit le même plan de propagation du courant de dérive.

La tempête aborde le profil 1 (annexe IV-4) à droite ce qui laisse son impact amoindri. Elle induit une modification du profil ou on observe une progradation du profil incluant l'estran et la zone d'avant côte. Au-delà de la profondeur de 2 m, le profil connaît une érosion qui s'étend jusqu'à la profondeur de 4,5 m. Le déferlement de la houle débute à 3 m de profondeur. Le transport sédimentaire est quasiment nul sur le profil jusqu'à la profondeur de déferlement ou ce transport commence à augmenter jusqu'à atteindre un pic au niveau de la zone d'accumulation de l'ordre de 0,000 2 m<sup>3</sup>/s/m.L. Quant au courant du fond, il se dirige du large vers la côte jusqu'à la profondeur de déferlement ou il approche les 5 cm/s ; puis sa direction s'inverse et son intensité augmente et atteint les 0,2 m/s. L'excursion maximale sur la plage atteint 36 m.

Le profil 2 (annexe IV-4) est abordé avec un angle d'incidence de - 40 degrés. Le modèle enregistre une accumulation sur le profil aérien et sous-marin jusqu'à une profondeur de 3 m ; au-delà le profil connaît une érosion. La vague commence à déferler à partir de 8 m de profondeur engendrant un transport sédimentaire qui augmente graduellement à partir de 6 m environ pour atteindre un taux de 0,000 1 m<sup>3</sup>/s/m.L ; au-delà le taux du transport sédimentaire serait de l'ordre de 0,000 25 m<sup>3</sup>/s/m.L. Le courant du fond se dirige vers le large jusqu'à la profondeur de déferlement ou sa vitesse décroît de 0,4 m/s au jet de rive à 0,2 m/s l'excursion de l'eau a été estimée à 21 m.

Le trait de côte sur le profil 3 (annexe IV-4) enregistre une quasi-stabilité au moment de la tempête avec une excursion maximale de 29 m. Quant à la hauteur de la houle ; elle commence à déferler à la profondeur des 4 m où elle aborde la barre existante. À la profondeur de 3 m, elle subit un autre déferlement qui va accélérer la décroissance de la hauteur. Quant au transport sédimentaire ; il s'effectue au niveau des profondeurs entre 0 et 4,5 m avec un taux de 0,000 1 m<sup>3</sup>/s/m.L. Le courant associé sur cette zone se dirige vers le large avec une intensité de 0,4 m/s dans la zone de jet de rive puis diminue jusqu'à atteindre 0,1 m/s dans la zone de déferlement.

Au niveau de la section 4 (annexe IV-4), la tempête de 2013 engendre un recul du trait de côte qui est de l'ordre de 7,2 m et une excursion de l'ordre de 31,8 m. Cette tempête engendre un comportement hydrodynamique qui montre un premier déferlement à des profondeurs de 5,5 m et un deuxième déferlement au niveau des profondeurs de 3 m, ce double déferlement indique la

présence de deux barres. Le sédiment est transporté le long du profil pour favoriser une accumulation entre 0,5 m et 2,5 m ; la barre interne migre et s'accompagne d'un affaissement de la barre externe, le transport induit est de l'ordre de  $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant du fond se dirige vers le large avec une intensité de 0,47 m/s ; cette vitesse diminue avec l'apparition de pic au niveau des deux barres d'une intensité de 0,2 m/s.

Sur le profil 5 (annexe IV-4), la tempête de 2013 engendre un recul horizontal du trait de côte qui s'estime à 6,62 m et une excursion horizontale maximale de l'ordre de 60 m. la hauteur de la vague commence à déferler à des profondeurs de 6 m et un deuxième déferlement s'effectue à environ 2 m le courant du fond se dirige vers le large avec un maximum de vitesse ( $\approx 0,3 \text{ m/s}$ ) enregistré de part et d'autre de la partie accidentée du profil. Le transport associé est de l'ordre de  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ .

Le profil 6 (annexe IV-4) enregistre une progradation de l'estran, et une restructuration du profil sous-marin due à la disparition de la barre. Le transport s'effectue avec un taux de  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . et un courant du fond qui atteint 0,3 m/s. cette dynamique s'étend de la côte jusqu'à environ 7,5 m de profondeur qui correspond à la profondeur de déferlement.

#### **IV.4.2.6 La tempête de 1995**

La tempête de 1995 (figure IV-16) est une tempête quinquennale qui provient du secteur NE ; en se réfractant sur le fond bathymétrique de la baie d'El Djamila elle engendre un courant de dérive vers l'ouest qui croît le long de la section centrale où il atteint 0,7 m/s à des profondeurs de 4 m ; du côté de la presque île de Sidi Fredj, le courant induit se dirige vers l'est avec un courant de  $\approx 0,3 \text{ m/s}$  ; la rencontre des deux courants frontalement génère un transport de masse vers le large. Le transport sédimentaire induit suit le plan de déplacement du courant et se limite à la zone de déferlement avec une capacité de  $0,0003 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  aux petites profondeurs et diminue plus bas ( $\approx 0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ ).

La tempête de 1995 (annexe IV-5) aborde le profil 1 avec un angle d'incidence à 80 degrés. Ce comportement fait que le profil présente une accumulation au niveau du trait de côte et une excursion globale de 34 m. le déferlement de la houle sur le profil s'effectue à une profondeur aux alentours de 4 m qui correspond à la limite inférieure du premier segment du profil, la quantité du transport induit est de l'ordre de  $0,00015 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . et s'associe à un courant du fond de l'ordre de 0,25 m/s

Sur le profil 2 (annexe IV-5) ; le déferlement graduel de la vague s'effectue à partir des profondeurs de 6 m. Le taux du transport sédimentaire croît avec la profondeur ; au point de déferlement, le taux du transport représente la moitié du taux de transport à la côte qui est de l'ordre de  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Quant au courant du fond, il se dirige vers le large sur la zone active du profil avec une intensité qui diminue à partir de 0,4 m/s sur la zone du jet de rive.

La tempête induit un faible recul du trait de côte sur le profil 3 (annexe IV-5), il est inférieur à 0,5 m, l'excursion maximale sur la plage est estimée à 21 m. La vague déferle à partir de 6,5 m engendrant un taux de transport qui fluctue au tour de  $0,00022 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . L'intensité du courant du fond est du même ordre que dans le profil adjacent.

Le profil 4 (annexe IV-5) observe un remblaiement de la fosse d'avant côte ainsi que la migration de la barre interne vers le bas en diminuant de sa largeur; la barre externe quant à elle s'affaisse avec la diminution de son amplitude. La tempête engendre une érosion de 5,5 m et une excursion maximale de 27,5 m

La tempête engendre sur le profil 5 (annexe IV-5) un recul du trait de côte de l'ordre de 6 m et une excursion de l'eau sur la plage qui pourrait atteindre 54,3 m. Ce profil se caractérise par des affleurements rocheux qu'on voit sur le profil comme étant la section rugueuse qui s'étend entre 2 m et 4 m de profondeur. On observe une accumulation aux extrémités de la structure; quant au courant du fond, ce dernier se propage du large vers la côte jusqu'à la profondeur de déferlement ou sa vitesse croît et sa direction de propagation s'inverse pour s'orienter vers le large ; à l'extrémité de la formation rocheuse, ce dernier atteint une vitesse de 0,27 m/s puis diminue. Il augmente de nouveau dans la zone de turbulence avec une vitesse de 0,34 m/s. Le transport sédimentaire associé s'effectue avec un taux de  $0,000\ 25\ m^3/s/m.L$ .

Le profil 6 (annexe IV-5) marque l'avancée du trait de côte qui s'accompagne d'une excursion horizontale estimée à 13,5 m. La vague commence à déferler à partir de 8 m de profondeur. Le transport sédimentaire sur le profil atteint un maximum de  $0,000\ 57\ m^3/s/m.L$  au point de déferlement ; de part et d'autre le transport décroît. Le courant associé se propage le long du profil avec une intensité de 0,35 m/s en se dirigeant vers le large.

#### ***IV.4.2.7 La tempête de 2018***

La tempête de 2018 (figure IV-17) est une tempête biannuelle qui se déroule au mois de mars avec une hauteur pic de 5,1 m au large ; cette dernière est de provenance Ouest. Elle engendre un courant de dérive qui se dirige vers l'est et dont l'intensité la plus importante ( $\approx 0,77\ m/s$ ) est au niveau des sections 2 et 3; à l'extrémité Est de la baie, le courant a une intensité  $\approx 0,35\ m/s$ . La capacité de transport sédimentaire longshore induite varie entre  $0,000\ 15$  et  $0,000\ 33\ m^3/s/m.L$  ; le sédiment suit le même plan de propagation du courant de dérive.

Sur le profil 1(annexe IV-6), la tempête aborde le profil à -80 degrés suite à sa réfraction et diffraction par rapport à la presque ile de sidi Fredj. La vague déferle à une profondeur de 2,5 m. Engendrant un transport  $0.0002m/s$  associé à un courant du fond de 0,25 m/s. l'excursion de l'eau sur le profil est de l'ordre de 34,17 m. Le profil présente une érosion de l'avant côte qui s'étend de -1,5 m à 4.5m.

Sur le profil 2(annexe IV-6), la vague déferle à partir de 5,5 m de profondeur provoquant un transport qui croît en se rapprochant vers la côte où il atteint  $0,000\ 2\ m^3/s/m.L$ . Le courant du fond associé a une vitesse de 0,2 m/s le long du profil actif avec un maximum de 0,3 m/s sur la zone du jet de rive. L'avant-côte subit une érosion entre -1,2 m et -3,2 m.

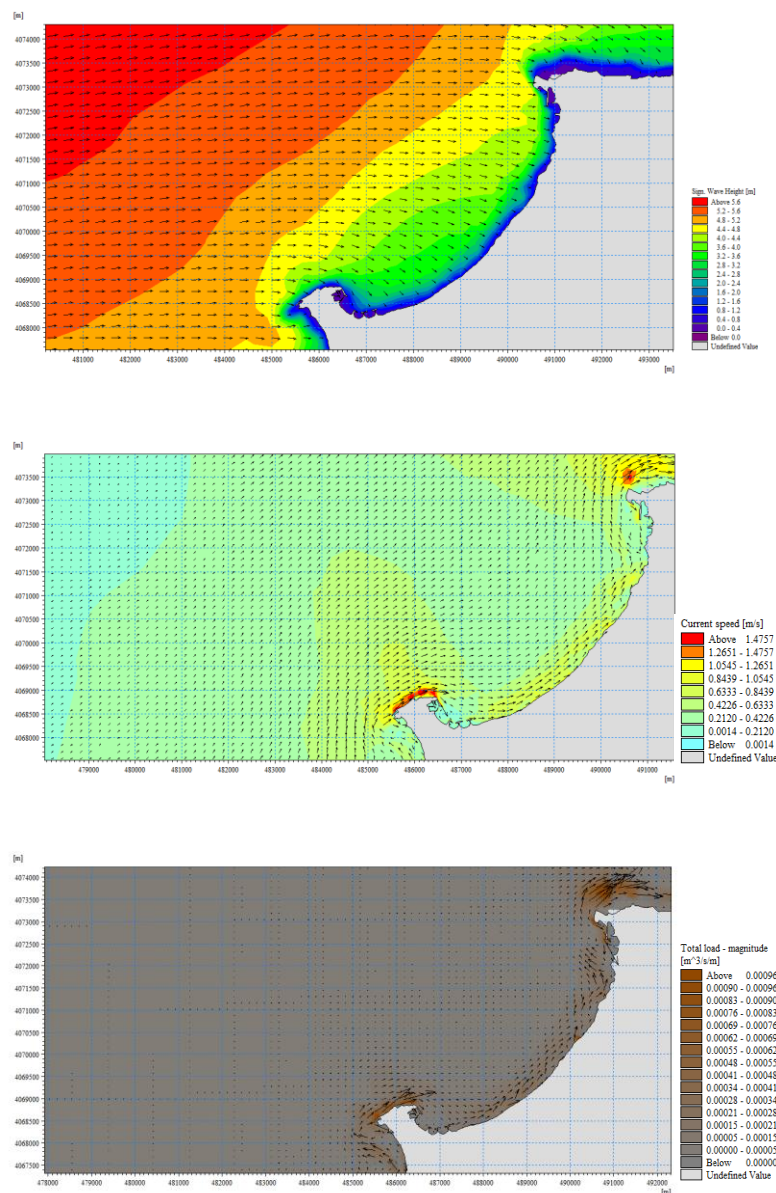
Sur le profil 3 (annexe IV-6); le trait de côte s'érode avec une distance horizontale de 2,65 m environ et une excursion de l'ordre de 23 m. sur le profil nous observons une accumulation dans la fosse précédent la section rugueuse du fond ainsi que l'affaissement de la barre sous-marine présente à 4 m. L'onde subit un double déferlement ; le premier à des profondeurs de 4 m et le second à 3 m. Le transport sédimentaire induit est inférieur à  $0,000\ 1\ m^3/s/m.L.$ , le courant du fond associé se dirige vers le large avec un maximum

d'intensité de 0,33 m/s sur la zone du jet de rive puis décroît jusqu'à la profondeur du premier déferlement, à partir duquel le sens s'inverse avec une intensité de moins 0,05 m/s.

La section 4 (annexe IV-6) est abordée en provoquant un recul du trait de côte qui s'élève à 8,3 m horizontalement et une excursion de 27,8 n. Le profil de vague présente un début de déferlement de la vague à une profondeur de de 5,7 m et un deuxième déferlement au niveau de 3,3 m. Cette dernière engendre une accumulation dans la fosse présente sur l'avant côte en plus de la migration de la barre interne et l'affaissement de la barre externe. Ces modifications s'effectuent avec un taux de transport de 0,000 15 m<sup>3</sup>/s/m.L et un courant du fond variant entre 0,25 m/s et 0,4 m/s.

Sur le profil 5 (annexe IV-6) la tempête de 2018 induit un recul horizontal du trait de côte à la fin de la tempête de l'ordre de 5,5 m et une excursion maximale atteinte de 67 m. Le déferlement de la vague debute à des profondeurs de 6 m ; cette transformation s'accroît à une profondeur de 4,5 m ou l'onde subit un deuxième déferlement. Cette dynamique s'accompagne d'un courant du fond d'une intensité maximale de 0,4 m/s, un autre pic est enregistré au niveau de la zone de turbulence avec 0,3 m/s. le transport sédimentaire au niveau de la zone de déferlement atteint 0,000 45 m<sup>3</sup>/s/m.L tandis que sur la partie supérieure du profil le taux de transport est de 0,000 15 m<sup>3</sup>/s/m.L.

Sur le profil 6 (annexe IV-6), la tempête de 2018 engendre une érosion de 1,15m et une excursion maximale de 11 m. La vague déferle à partir de 6 m induisant un courant du fond dont l'intensité moyenne au-dessus du point de déferlement ≈ 0,3 m/s. Le transport associé est en



**Figure IV-17 : Résultats de simulation 2DV: plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2018(de gauche à droite) El Djamila.**

moyenne de l'ordre de  $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  avec un pic de  $0,00037 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  sur le point de déferlement.

### IV.4.3 El Hamdania

#### IV.4.3.1 La tempête de 2001

La tempête de 2001 correspondrait à une tempête cinquantennale à centenaire. Du large ; au début de la tempête, celle-ci provient du NNE puis dévie vers le secteur NNW au pic (Figure IV-18). Elle aborde les plages d'el Hamdania en maintenant son angle d'incidence. Cette tempête engendre une propagation courantologique principalement vers l'est ; à la côte des cellules circulaires sur la plage d'oued el ballaa et au niveau d'el Hamdania se forme où nous remarquons que le courant s'intensifie ( $\approx 0,6 \text{ m/s}$ ) sur la section 4 en longeant celle-ci vers l'est ; sur la section 1 un courant se forme autour des 3 ilots, ce qui génère un courant vers l'ouest ; la rencontre des deux courants génère un couloir de plus faible intensité. Ce hydrodynamisme génère un transport de dérive important sur la zone de déferlement avec une capacité de transport du sédiment vers le large de  $0,0015 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ .

Au niveau du profil 1 (Figure IV-19) la tempête engendre une érosion de l'estran ; les sédiments vont être entraînés vers la partie sous-marine du profil, ce qui va reemplir la fosse existante juste avant la barre ; nous percevons que le profil formé a un aspect régulier avec une petite formation au-dessus de la barre initiale. Cette modification au niveau de l'estran engendre un retrait horizontal de la ligne de côte qui serait équivalent à  $9,7 \text{ m}$ , l'excursion horizontale maximum atteint les  $41,2 \text{ m}$ . La houle débute son déferlement à partir de profondeurs correspondant à moins de  $5 \text{ m}$ . La houle déferlante génère un courant du fond, ce dernier s'oriente de la côte vers le large jusqu'à la profondeur de déferlement ; il est maximal dans la zone du jet de rive  $U_b \approx 0,45 \text{ m/s}$  puis diminue. Le transport sédimentaire induit l'accumulation dans la fosse ainsi que la migration de la barre vers le bas ; cette activité sédimentaire s'effectue avec un taux de  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ .

Sur le profil 2 (Figure IV-19) la tempête aborde la côte avec un angle correspondant à  $30$  degrés ; elle déferle à une profondeur de  $5 \text{ m}$ . cette dernière engendre un transport sédimentaire le long du profil qui va être responsable de la restructuration du profil, commencé par le recul du trait de côte (recul de  $21,3 \text{ m}$  et une excursion horizontale de  $27 \text{ m}$ ) engendré par l'érosion de l'estran. Ce sédiment est ensuite entraîné vers la fosse avec un taux de  $0,0014 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  ; la barre existante migre un peu plus bas, dont le taux de transport est de  $0,0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . L'intensité du courant associé à ce transport varie de  $0,9 \text{ m/s}$  à  $0,5 \text{ m/s}$  sur l'estran puis décroît jusqu'à moins de  $0,1 \text{ m/s}$ .

Sur le profil 3 (Figure IV-18), la vague commence à déferler à une profondeur de  $6 \text{ m}$  et engendre un courant du fond qui se dirige vers le large avec une vitesse maximale de  $0,8 \text{ m/s}$  en début de tempête. Au milieu de la tempête, le courant atteint  $0,55 \text{ m/s}$  sur l'estran, tandis que le long du profil, ce dernier diminue et sa direction s'inverse à la profondeur de déferlement. Le transport sédimentaire s'intensifie à l'avant côte suite à l'érosion de l'estran ou le taux en début de tempête atteint  $0,001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le sédiment se repartie sur le profil avec un taux de  $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  au cours de la tempête et un taux de  $0,0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  à la fin de l'épisode de

tempête sur l'avant côte. Cette dynamique s'accompagne d'un recule de trait de côte de 18,8 m et un étalement horizontal de la mer sur une distance de 45,56 m.

Le profil 4 (Figure IV-20) enregistre un recul de 22 m et une excursion de 62,5 m ; le comportement hydrosédimentaire est du même ordre que sur le profil 3.

Sur le profil 5 (Figure IV-20) ; la vague commence à déferler à partir de 4 m et engendre un taux de transport érosif de  $0,0008 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L sur l'estran et un transport cumulatif de  $0,0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L sur la partie supérieure du profil sous-marin. Le courant associé à ce taux de transport est respectivement, de l'ordre de 0,75 m/s et 0,4 m/s. Cette dynamique engendre un recul du trait de côté évalué à 22 m et une excursion de 59 m.

Le profil 6 (Figure IV-20) observe une modification du profil ; tout d'abord le trait de côte recule sur une distance de 18 m et l'eau submerge la plage sur une distance horizontale de 29 m. Le transport engendré présente un taux maximal en début de tempête de l'ordre de  $0,0006 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L sur l'estran ; à la fin de la tempête le transport s'effectue avec un taux de  $0,0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L favorisant le remblaiement de la fosse d'avant côte ; au milieu de la tempête la répartition du sédiment sur le profil s'effectue avec un taux de  $\approx 0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L. La vague à l'origine de cette dynamique déferle à partir de 6,5 m au pic et à  $\approx 3$  m aux limites de l'épisode de tempête.

# Chapitre IV : Étude de la dynamique hydrosédimentaire lors des évènements exceptionnels sur un plan 2D horizontal (Mike21) et 2D vertical (SMC)

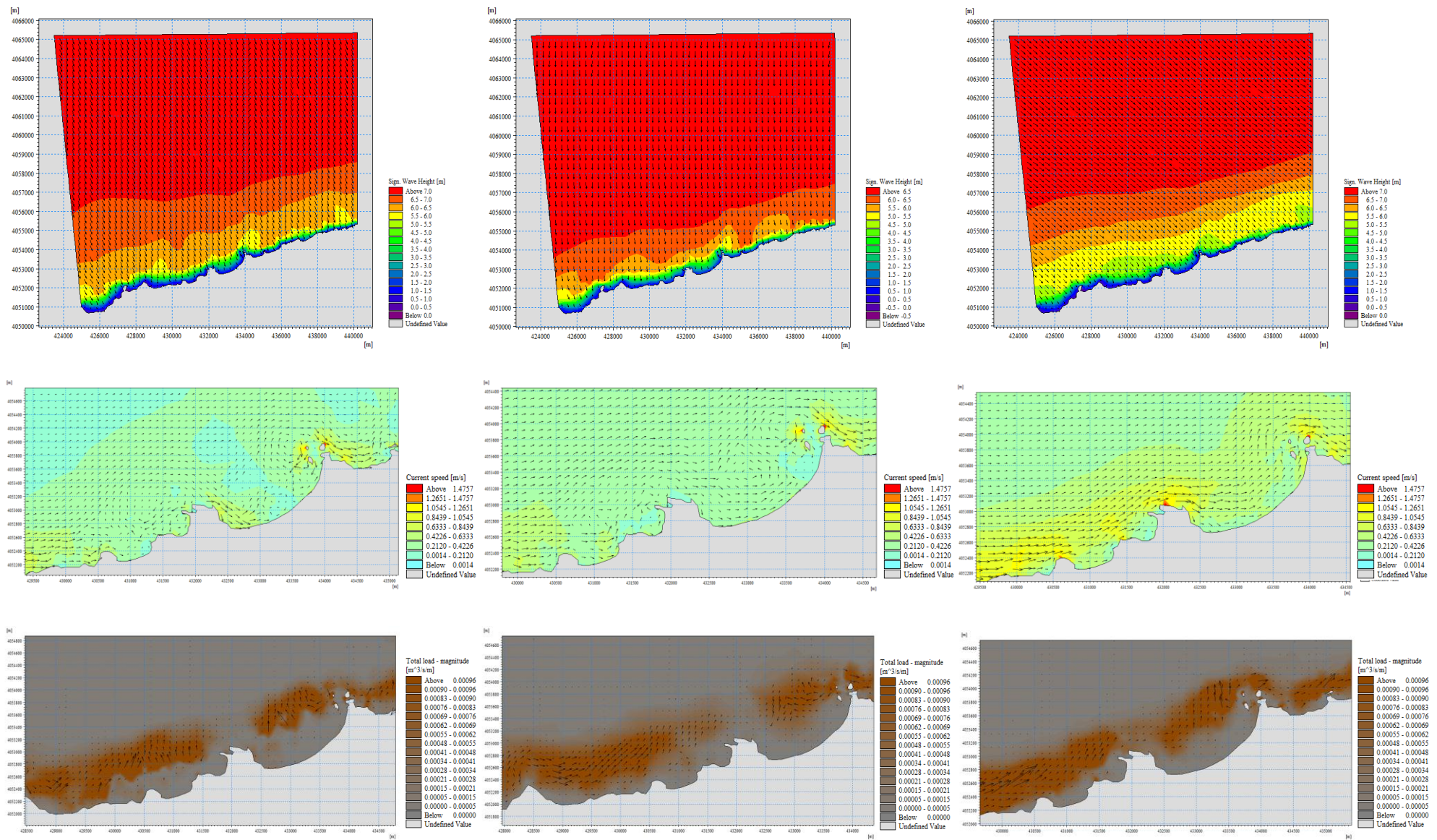


Figure IV-18 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 2001, 2007 et 2009 (de gauche à droite) a EL Hamdania.

## Chapitre IV : Étude de la dynamique hydrosédimentaire lors des évènements exceptionnels sur un plan 2D horizontal (Mike21) et 2D vertical (SMC)

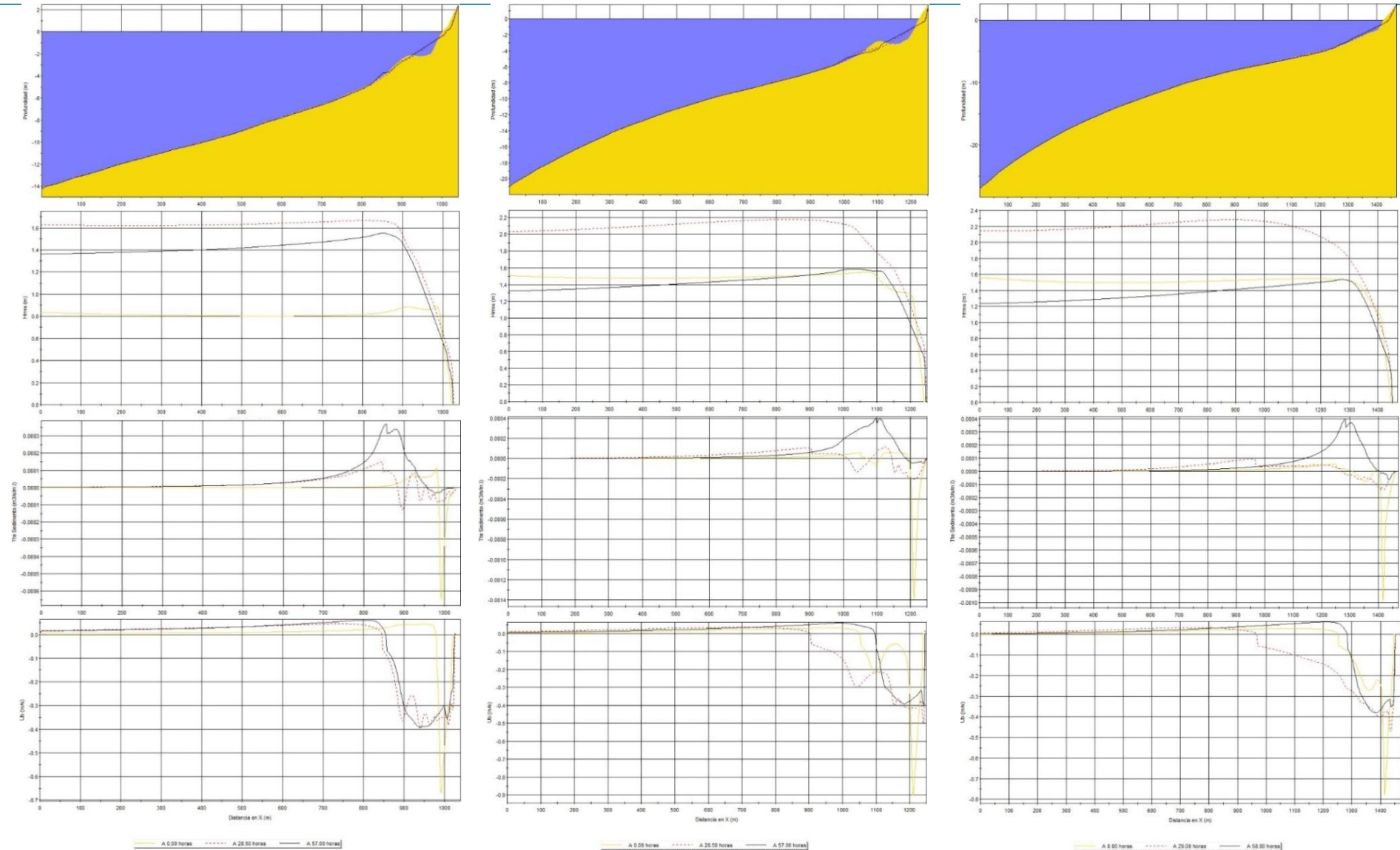
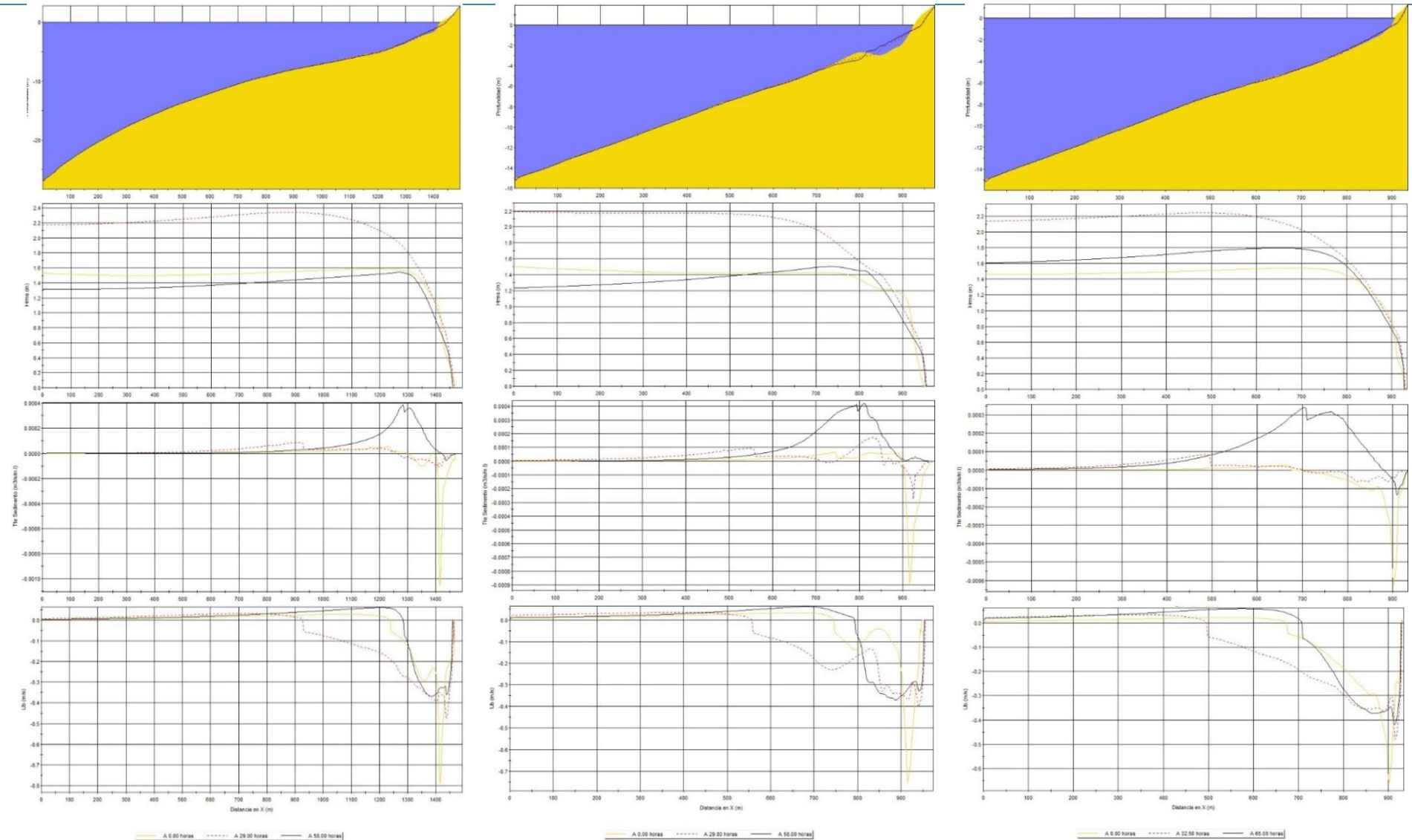


Figure IV-19 : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2001 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'el Hamdania.

## Chapitre IV : Étude de la dynamique hydrosédimentaire lors des évènements exceptionnels sur un plan 2D horizontal (Mike21) et 2D vertical (SMC)



**Figure IV-20: Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2001 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'el Hamdania.**

#### IV.4.3.2 La tempête de 2007

La tempête 2007 est une tempête qui a une période de retour de 50 ans ; la hauteur de la vague au moment du pic atteint les 6,93 m, cette dernière s'étend du 7 mars au 10 mars. Elle débute avec un angle d'incidence ouest (Figure IV-18) qui au fur et à mesure tend vers le nord à la fin de la tempête la vague provient du nord nord-est. Cette rapide variation du secteur d'incidence fait que le régime hydrodynamique varie tout aussi rapidement ; nous percevons que les courants induits, parallèles à la côte, se dirigent vers l'est avec des vitesses de l'ordre de 0,33 m/s à 0,40 m/s le long de la côte au niveau de Hamdania. Nous remarquons la formation d'une circulation tourbillonnaire qui est causée par la présence des rochers du côté Est. Cette dérive engendre un transport sédimentaire sur la zone de déferlement avec une capacité de transport qui varie entre 0,000 3 m<sup>3</sup>/s/m et 0,001 m<sup>3</sup>/s/m. Sur les petites profondeurs le transport perpendiculaire à la côte et le transport de dérive sont de même ordre  $\approx 0.0003 \text{ m}^3/\text{s/m}$ .

Au niveau du profil 1 (annexe IV-7), qui est totalement à l'est, nous percevons une variation du fond ou la barre potentiellement présente au cours de la tempête migre un peu plus bas à des profondeurs de 5 m et une accumulation juste avant à des profondeurs de 1 m engendrant une barre intérieure qui s'accompagne d'un recul du trait de côte et un creusement du profil sur la plage aérienne. Cette érosion s'estime à une distance totale de 15,4 m et une submersion globale qui est de l'ordre de 35 m. la vague au pic de la tempête débute son déferlement à la profondeur de 5 m ce qui coïncide au pied de la nouvelle formation sédimentaire. Le transport sédimentaire induit avec un ordre de transport de 0,000 2 m<sup>3</sup>/s/m.L ; au niveau de la côte, l'érosion de l'estran s'accompagne d'un transport de moindre envergure qui est de l'ordre de 0,000 1 m<sup>3</sup>/s/m.L. Le courant du fond qui accompagne cette dynamique sédimentaire enregistre une intensité à la cote de 0,48 m/s ; au point de déferlement, la direction du courant s'inverse et l'intensité diminue à environ 0,05 m/s.

Sur le profil 2(annexe IV-7), la tempête de 2007 aborde la côte dans un premier temps avec un angle d'incidence de -30 degrés, au moment du pic cette dernière aborde le segment perpendiculairement. Le profil 2 présente une accumulation à 3 m de profondeur ce qui correspondrait en un allongement de l'accumulation observée sur le profil 1 d'une manière longitudinale vers l'ouest. Au pic de la tempête, cette accumulation s'érode en engendrant un léger creusement et une accumulation plus bas. L'estran est aussi érodé, ce qui provoque un recul horizontal de 19 m accompagné d'une submersion de 26,9 m. Cette érosion engendre le remblaiement de la fosse interne.

A mi- tempête, nous observons que la hauteur de la vague diminue le long du profil à partir d'une profondeur de 9 m ; à des profondeurs de 4 m, elle subit un deuxième déferlement. Cette dynamique engendre un transport sédimentaire qui atteint un pic de l'ordre de 0,000 25 m<sup>3</sup>/s/m.L, ce maximum est atteint au niveau de la fosse définie auparavant et s'accompagne d'un courant qui se dirige vers la côte. À partir de la profondeur de 9 m, le courant se dirige vers le large ce qui a fait que ce dernier entraîne les sédiments de la plage vers la fosse, le sédiment érodé sur la barre est dispersé et entraîné sur le profil jusqu'à des profondeurs de 9 m qui correspondrait à la profondeur de fermeture.

Le profil 3(annexe IV-7) est abordé par la tempête avec un angle d'incidence qui est à  $-40^\circ$ , il correspondrait à un angle optimal pour la génération du transport de dérive ; au cours du passage du pic, la tempête dévie jusqu'à atteindre 20 degrés. Cette dynamique engendre sur le profil une modification du haut du profil sous-marin ; on observe une accumulation à des profondeurs de 1,5 m et une érosion au niveau de la zone du jet de rive, ceci engendre un recul du trait de côte de l'ordre de 15 m, quant à la submersion horizontale maximale est de l'ordre de 40 m. La vague commence à décroître à des profondeurs qui correspondent à - 8 m, au fur et à mesure qu'elle s'approche de la côte sa diminution est plus rapide à partir de -2 m. Le transport sédimentaire associé indique un pic érosif de l'ordre de  $0,000\ 45\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  sur l'estran et un transport de  $0,000\ 15\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  favorisant la sédimentation à 4 m et 9 m. Quant au courant ; il se dirige vers la côte jusqu'à des profondeurs de 9 m ; au-delà, jusqu'à la côte, le courant du fond s'oriente vers le large dont l'intensité augmente avec la décroissance de la profondeur ou on observe que près de 9 m de profondeur l'intensité est de 5 cm/s. À l'approche de la profondeur de déferlement, il atteint 0.2 m/s. Au niveau du jet de rive, il atteint la vitesse de 0,5 m/s. un setup de 39 cm est induit sur le segment 3.

Sur le profil 4 (annexe IV-7) ; la tempête engendre un recul estimé à la fin de la tempête à 19,8 m et un retrait maximal de 57 m. Cette érosion s'effectue avec un taux de transport maximal de  $0,000\ 7\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  sur l'estran au moment du pic ; tandis que sur le reste du profil le transport est aux environs de  $0,000\ 1\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant associé enregistre un maximum avec une intensité égale à 0,55 m/s. Cette dynamique induit des petites accumulations le long du profil qui cessent aux profondeurs de 8 m. au moment du pic, une barre se forme à -1 m puis disparaît en engendrant une accumulation qui s'étend de -1 m à -4 m. La vague à l'origine de cette dynamique, sa hauteur croît à des profondeurs de 10 m ; à -7 m, la vague commence à diminuer de sa hauteur en déferlant. Le setup induit est de l'ordre de 0,42 cm.

Le profil 5 (annexe IV-7) enregistre un recul de 17 m et une excursion de 50 m. On perçoit sur le profil que la vague commence à diminuer à partir de 9 m. Le transport sédimentaire induit atteint  $0,000\ 3\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  au-dessus de 4 m de profondeur correspondant au remblaiement de la fosse. Au-delà jusqu'à 9 m, le transport atteint un maximum de  $0,000\ 1\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant induit au fond se dirige vers le large avec une vitesse maximale de 0,46 m/s sur l'estran puis diminue pour atteindre 0,3 m/s vers 4 m de profondeur.

Sur le profil 6 (annexe IV-7) ; la houle commence à décroître à une profondeur de 8,5 m engendrant un courant du fond qui se dirige vers le large avec une vitesse de 0,54 m/s sur l'estran et une vitesse moyenne de 0,3 m/s jusqu'à -7,5 m de profondeur, puis diminue rapidement à moins de 0,1 m/s. Le transport sédimentaire est maximal à la profondeur de déferlement ( $\approx -7,5$  m) avec un taux de  $0,000\ 2\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . ça correspond à l'avant côte du profil où le sédiment s'est cumulé. Cette dynamique a engendré un retrait horizontal de 13,5 m et une excursion de 28,5 m.

#### **IV.4.3.3 La tempête de 2009**

La tempête de 2009 est une tempête décennale par rapport à une analyse omnidirectionnelle ; par contre, une analyse directionnelle indique que cette dernière correspondrait à une tempête cinquantennale ; le maximum au large est de 6, 59 m. sur le

modèle 2DH (figure IV-18) ; le courant de dérive s'oriente vers l'est avec des vitesses de 0,3 m/s près de la côte et croît sur la zone de déferlement jusqu'à atteindre 0,5 m/s ; quant à la capacité du transport sédimentaire, s'estime e moyenne à  $0,000\ 13\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ .

La tempête aborde la section 1 (annexe IV-8) obliquement à droite avec un angle de 10 à 60 degrés. Cette dernière engendre une modification du profil avec une formation de deux barres qui s'accompagne d'une érosion du profil aérien, le retrait horizontal du trait de côte s'élève à 10,5 m et atteint 20,4 m à la fin de la tempête ; l'excursion maximale de la vague sur la côte est estimée à un ordre de 41 m. La hauteur de la vague en se propageant sur le profil diminue à fur et à mesure, on voit que tout au long du profil la hauteur diminue progressivement ; aux extrémités de la tempête c'est-à-dire du début à la fin de la tempête le point de déferlement est à une profondeur de 2 m. Le transport sédimentaire sur le profil ne dépasse pas les  $0,000\ 2\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ . Le maximum au pic de la tempête est de l'ordre de  $0,000\ 3\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ . Il se positionne au-dessus de la barre sous-marine qui s'érode engendrant ainsi une accumulation juste avant et après la position de la barre ; à la fin de la tempête, un transport plus important s'effectue au profondeurs de 2m, ce qui correspondrait à une accumulation ou un remblai du creux préexistant avec une formation plus en hauteur définissant ainsi une nouvelle barre dont l'amplitude, n'est pas très important. Le courant du fond se dirige de la côte vers le large ce dernier atteint un maximum avec une vitesse de 0,5 m/s dans la zone du jet de rive. Il est aussi important au niveau des points de formation et d'érosion des barres avec une intensité 0.35m/s

Sur le profil 2(annexe IV-8), la vague de tempête aborde le profil dans un premier temps avec un angle de  $-20^\circ$  qui commence à dévier jusqu'au moment du pic ou elle est totalement perpendiculaire. La hauteur de l'onde commence à décroître à partir de -9 m le long du profil ; au voisinage des 3 m, cette décroissance s'accroît. Cette tempête provoque la disparition de la barre sous-marine existante à des profondeurs de 3 m ; au-delà, dans la zone de déferlement, le transport sédimentaire s'effectue d'une manière homogène avec un taux de  $0,000\ 3\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  ; il enregistre 2 pic de transport, un sur la barre et l'autre sur l'estran. À la fin de l'épisode de tempête, le transport est totalement positif en indiquant ainsi une accumulation dans la zone qui s'étend entre 3 m et 1 m ; il correspondrait au remblaiement de la fosse existante en début de tempête. Le courant du fond se dirige vers le large le long du profil avec un maximum d'intensité sur l'estran ( $\approx 0,6\ \text{m/s}$ ), puis décroît à moins de 0,1 m/s en passant par un pic de 0,4 m/s sur la barre. Le recul du trait de côte atteint 22 m tandis que l'excursion est de l'ordre de 27 m.

Sur le profil 3(annexe IV-8) la tempête a un angle d'incidence qui correspond au secteur NW à NNW. Au large de cette section, la hauteur de la vague est supérieure à 4 m pour une durée de 12 heures. Cette tempête engendre une modification du profil au niveau de la zone supérieure du profil sous-marin ; on observe une accumulation à des profondeurs correspondant à un mètre et demi qui s'accompagne d'une érosion du profil aérien. Cette érosion se traduit par un retrait du trait de côte estimé d'une distance horizontale de 19,9 m et une excursion maximale de la houle qui s'élève à 41 m. La hauteur de la vague commence à diminuer au pic de la tempête à une profondeur de 9 m tandis qu'au moment initial et final de la tempête ce dernier correspondrait à une profondeur de 2 m. Le transport sédimentaire est quasiment nul jusqu'à la profondeur de 9 m ou le transport débute avec un taux de  $0,000\ 05\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  pour atteindre  $0,000\ 2\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  au point de déferlement. Le transport le plus

important a été défini à la fin de la tempête avec une accumulation dans la partie supérieure du profil sous-marin avec un taux de  $0,000\ 55\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant du fond se dirige de la côte vers le large, au milieu de la tempête la valeur maximale atteinte est de  $0,5\ \text{m/s}$  sur l'estran, puis décroît jusqu'à atteindre  $0,2\ \text{m/s}$  aux environs de  $5\ \text{m}$  de profondeur et continue de décroître jusqu'à  $9\ \text{m}$  de profondeur où la direction du courant s'inverse.

Le profil 4(annexe IV-8) connaît une érosion sur l'estran ; elle est estimée à  $22\ \text{m}$  par rapport au niveau moyen et une excursion horizontale qui atteint  $60\ \text{m}$ . A la profondeur de  $1\ \text{m}$ , on perçoit un remblaiement de la fosse qui permet d'avoir un profil avec une pente plus régulière. Cette modification morphologique s'accompagne d'un taux de transport sédimentaire de l'ordre de  $0,000\ 7\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  sur l'estran et un taux de  $0,000\ 6\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  sur la partie supérieure du profil sous-marin. Au milieu de la tempête, le transport le long du profil s'effectue avec un taux moyen de  $0,000\ 2\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant du fond présente la même tendance que le profil 3.

Le profil 5(annexe IV-8) est abordé par la vague de tempête de la même manière que sur la section 2. Au début, la tempête provient du NNW puis dévie progressivement jusqu'à ce que celle-ci provienne du secteur NNE au pic dont la hauteur demeure supérieure à  $4\ \text{m}$  durant  $10\ \text{h}$ . Cette dernière engendre une variation morphologique du profil où la barre sous-marine initialement présente est érodée ; le creux existant entre  $1\ \text{m}$  et  $3\ \text{m}$  est totalement remblayé suite à l'érosion de la barre, d'une part, et par sédiments érodés sur l'estran, d'autre part. Cette érosion est estimée horizontalement par une distance de  $19\ \text{m}$  quant à l'excursion maximale de la vague sur cette section est estimée à  $48,8\ \text{m}$ . Au pic de la tempête, la hauteur quadratique décroît à partir de  $-7,5\ \text{m}$  puis s'accélère à partir de la profondeur de  $3\ \text{mètres}$ . Cette profondeur correspondrait au point de présence de la barre sous-marine initiale ; à la fin de la tempête, c'est à cette profondeur que le déferlement de la vague se produit. Au fond ; le courant induit est un courant qui, au pic de la tempête, se dirige de la côte vers le large ; dans la zone de turbulence l'intensité est de l'ordre de  $0,48\ \text{m/s}$ . En se dirigeant vers le large, l'intensité du courant du fond diminue pour atteindre  $0,3\ \text{m/s}$  vers  $7\ \text{m}$  de profondeur en engendrant un transport sédimentaire de l'ordre de  $0,000\ 4\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Au-delà, le courant décroît et atteint  $0,05\ \text{m/s}$ . Au début et à la fin de la tempête, nous percevons que le courant se dirige vers la côte avec une faible vitesse; sur l'estran l'intensité croît (respectivement  $0,75\ \text{m/s}$  et  $0,35\ \text{m/s}$ ) en engendrant un transport sédimentaire respectif de  $0,000\ 7\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  et  $0,000\ 55\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ .

Le profil 6 (annexe IV-8) connaît une redistribution du sédiment le long du profil ce qui engendre un recul horizontal du trait de côte estimé à  $\approx 15\ \text{m}$  et une excursion de  $52,4\ \text{m}$ . La modification du profil s'est effectuée sur l'estran et sur la partie supérieure du profil sous-marin. Le transport du sédiment mobilisé s'effectue en début de tempête à  $0,000\ 6\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  ; sur l'estran, ce sédiment a été entraîné le long du profil avec un taux de  $0,000\ 3\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  au pic. En fin de tempête ; ce sédiment se dépose avec un taux de  $0,000\ 6\ \text{m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  engendrant l'accumulation entre  $-1\ \text{m}$  et  $-2,5\ \text{m}$ . Lors du pic et le long du profil ; la hauteur de la vague commence à diminuer à partir d'une profondeur de  $8\ \text{m}$ . Aux limites de la tempête ; le point de déferlement se situerait à  $\approx 2,5\ \text{m}$  de profondeur, le courant induit aux deux moments  $t_0$  et  $t_f$  de la tempête se dirige vers la côte à une vitesse inférieure de  $0,05\ \text{m/s}$ . Sur le point de déferlement, l'intensité du courant croît pour atteindre, respectivement,  $0,62\ \text{m/s}$  et  $0,4\ \text{m/s}$  tout en se dirigeant

vers le large. Au moment du pic, le courant se dirige vers le large et son intensité décroît de 0,55 m/s sur l'estran à moins de 0,1 m/s à environ 9 m.

#### **IV.4.3.4** La tempête de 1996

La tempête de 1996 est une tempête de secteur Ouest (figure IV-21) ; après réfraction elle aborde le rivage de Cherchell avec des angles variant, la tempête engendre un courant parallèle à la côte allant de l'Ouest vers l'est avec une intensité de 0,57 m/s qui décroît sur la partie est d'El Hamdania ( $\approx 0,3$  m/s). La capacité du transport de dérive s'élève à  $0,000 1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ .

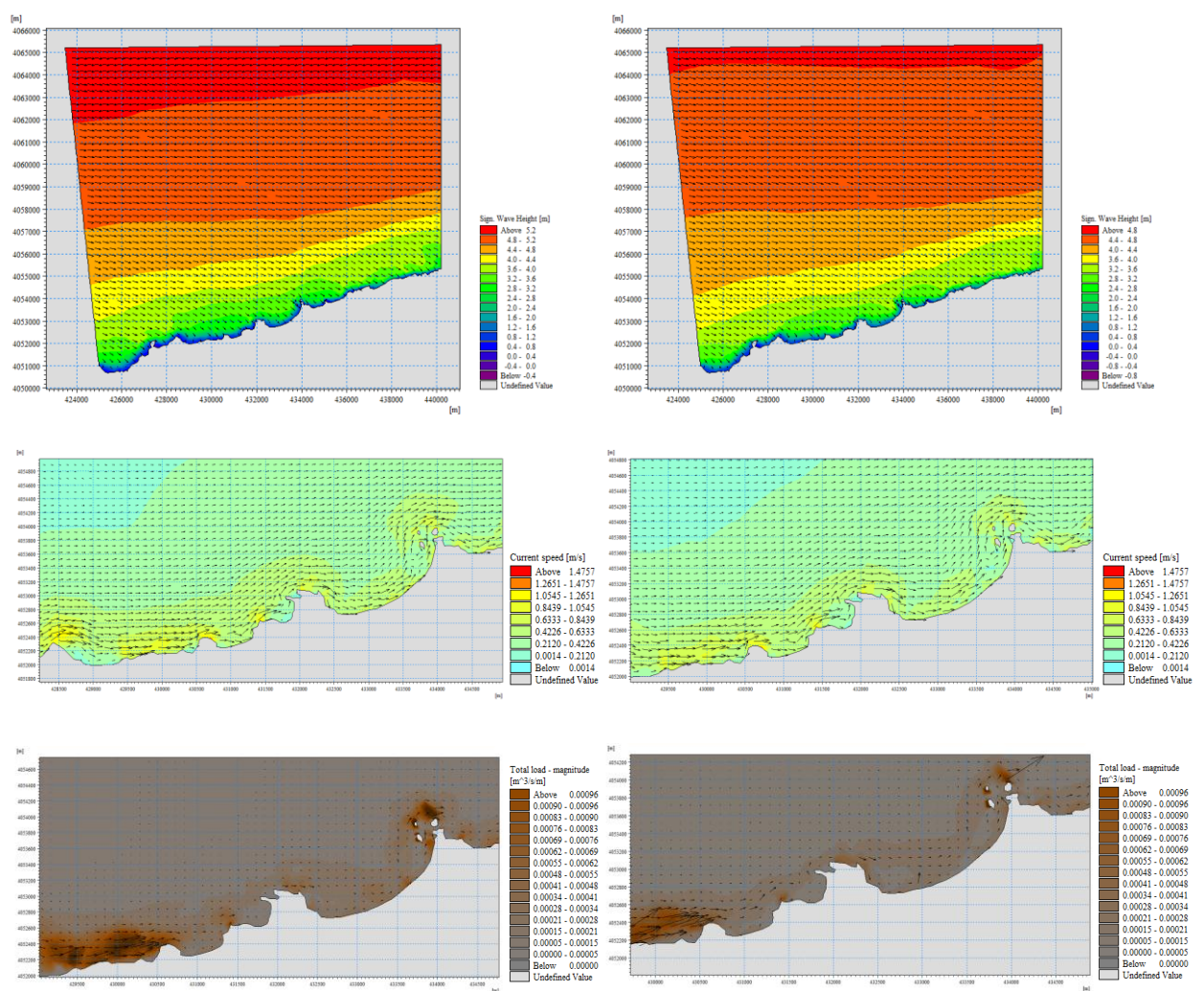
La tempête aborde la section 1 (annexe IV-9) obliquement à droite avec un angle de 10 à 60 degrés. Cette dernière engendre une modification du profil avec une formation de deux barres qui s'accompagne d'une érosion du profil aérien ou le retrait horizontal du trait de côte s'élève à 20,4 m à la fin de la tempête. L'excursion maximale de la vague sur la côte est estimée à un ordre de 41 m. La hauteur de la vague en se propageant sur le profil diminue au fur et à mesure ; on observe que tout au long du profil la hauteur diminue progressivement. Le transport sédimentaire sur le profil ne dépasse pas les  $0,000 2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . Le maximum au pic de la tempête est de l'ordre de  $0,000 3 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ , il se positionne au-dessus de la barre sous-marine qui s'érode en engendrant une accumulation juste avant et après la position de la barre ; à la fin de la tempête un transport plus important s'effectue au niveau de 2 m de profondeur environ, ce qui correspondrait à une accumulation ou un remblai du creux préexistant avec une formation dont l'amplitude n'est pas très importante. Le courant du fond se dirige de la côte vers le large ; ce dernier atteint un maximum avec une vitesse de 0,5 m/s dans la zone du jet de rive. Il est aussi important au niveau des points de formation et d'érosion des barres avec une intensité de 0.35m/s.

Sur le profil 2(annexe IV-9), la vague de tempête aborde le profil dans un premier temps avec un angle de  $-20^\circ$  qui commence à dévier jusqu'au moment du pic ou elle est totalement perpendiculaire. La hauteur de l'onde commence à décroître à partir des profondeurs de 4 m ; au voisinage de 2 m la décroissance s'accroît. Cette tempête provoque la disparition de la barre sous-marine existante à des profondeurs de 3 m. Au-delà, dans la zone de déferlement, le transport sédimentaire s'effectue avec un taux de  $0,000 3 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ .L sur l'avant côte. Il enregistre deuxième pic de transport sur la barre et l'autre sur l'estran  $0,000 15 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ .L. Le courant du fond se dirige vers le large le long du profil avec un maximum d'intensité sur l'estran ( $\approx 0,5$  m/s), puis décroît à moins de 0,1 m/s en passant par un pique de 0,25 m/s sur la barre. Le recul du trait de côte atteint 20 m tandis que l'excursion est de l'ordre de 27 m.

Sur le profil 3(annexe IV-9) la tempête provient avec un angle d'incidence de  $-30^\circ$ . Cette tempête engendre une accumulation à des profondeurs correspondant à un mètre et demi (1,5m) qui s'accompagne d'une érosion du profil aérien. Cette érosion se traduit par un retrait du trait de côte estimé d'une distance horizontale de 15 m et une excursion maximale de la vague qui s'élève à 39,5 m. La hauteur de la vague commence à diminuer au pic de la tempête à une profondeur de 5 m. Le transport sédimentaire est quasiment nul jusqu'à la profondeur de déferlement ou le transport ne dépasse pas le taux de  $0,000 15 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ .L. Le courant du fond se dirige de la côte vers le large, au milieu de la tempête la valeur maximale atteinte est de 0,5 m/s

sur l'estran, puis décroît jusqu'à atteindre 0,05 m/s aux environs de 5 m de profondeur ou la direction du courant s'inverse.

Sur le profil 4 (annexe IV-9) ; la tempête engendre un transport au niveau du haut du profil dans la zone qui est entre +2 m à -4 m, ce transport s'effectue avec un taux de 0,000 15 m<sup>3</sup>/s/m.L. Cette dernière induit donc une érosion et une modification du profil aérien et sous-marin où on voit l'accumulation dans la petite fosse existante à 1,5 m de profondeur. La hauteur de la houle commence à décroître exponentiellement à partir de la profondeur de ≈8 m ; le transport sédimentaire est accompagné d'une vitesse de courant de 0,5 m/s au pic de la tempête sur la zone de jet de rive puis diminue en se dirigeant vers le large. Le recul horizontal du trait de côte a été estimé sur cette section lors de cet épisode de tempête à 22 m ainsi que l'excursion maximale qui a été estimée à 60 m.



**Figure IV-21 : Résultats de simulation 2DH : plan de propagation de l'onde de tempête, la vitesse du courant, la capacité du transport sédimentaire (de haut en bas) pour la tempête de 1996 et 2010 (de gauche à droite) a EL Hamdania.**

Sur le profil 5 (annexe IV-9), la tempête cause l'érosion de la barre sous-marine qui est présente aux profondeurs de 3 m, et la fosse préexistante juste avant observe une accumulation. Quant à la partie aérienne du profil, l'estran enregistre un recul horizontal de 19 m et

une excursion marine maximale est estimée à 49,5 m. La hauteur quadratique décroît à partir des profondeurs de 9 m, un deuxième déferlement se produit à une profondeur de 2 m (au niveau de la zone d'accumulation). La hauteur de la vague atteint la côte à 0,6 m. cette dernière connaît ainsi un transport sédimentaire qui va atteindre  $0,0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Sur la partie remblayée, le transport s'effectue au début et à la fin de la tempête avec un transport qui est de l'ordre de  $0,0006 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant du fond s'effectue avec une intensité moyenne de 0,35 m/s.

En ce qui concerne le profil 6(annexe IV-9), la tempête provoque une érosion et une modification de la morphologie sous-marine avec une accumulation entre les profondeurs de 0,5 et 3 m. l'estran connaît un remodelage accompagné d'une érosion et un recul du trait de côte horizontal qui s'estime à 16 m tandis que l'étendue maximale de l'eau sur la côte a été estimée à 54,45 m environ. Le transport sédimentaire induit le long du profil indique une accumulation au niveau des zones indiquées précédemment avec un taux de  $0,00015 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ ; au niveau de la zone du jet de rive, le même taux de transport s'effectue avec un effet érosif. Le courant du fond généré atteint un maximum de 0,5 m/s au niveau de cette zone de turbulences au moment du pic de la tempête; ce dernier se dirige de la côte vers le large entre la côte et 7 m de profondeur. Au-delà le courant présente une intensité de quelques centimètres par seconde et s'oriente vers la côte.

#### **IV.4.3.5 La tempête de 2010**

La tempête de 2010 (figure IV-21) est une tempête biannuelle de provenance ouest; au large, la hauteur atteint 5,32 m. Celle-ci engendre un courant de dérive qui se dirige vers l'est, son intensité est de l'ordre de 0,5 m/s sur la section 3, 4,5 et 6 tandis que sur la section 1 et 2 l'intensité est d'environ 0,3 m/s. le transit longshore engendré est de l'ordre de  $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$

La tempête aborde la section 1 (annexe IV-10) obliquement à droite avec un angle de 10 à 60 degrés. Cette dernière engendre une modification du profil avec une formation de deux barres qui s'accompagne d'une érosion du profil aérien ou le retrait horizontal du trait de côte s'élève à 20,4 m à la fin de la tempête, l'excursion maximale de la vague sur la côte est estimée à 41 m. la hauteur de la vague en se propageant sur le profil diminue à fur et à mesure, on observe que tout au long du profil la hauteur diminue progressivement et le transport sédimentaire ne dépasse pas les  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . le taux de transport maximal au pic de la tempête est de  $0,0003 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ ; il se positionne au-dessus de la barre sous-marine qui s'érode en engendrant une accumulation juste avant et après la position de la barre. à la fin de la tempête un transport plus important s'étend au niveau de -2 m environ, ce qui correspondrait à une accumulation ou un remblai du creux préexistant avec une formation dont l'amplitude n'est pas très importante. Le courant du fond se dirige de la côte vers le large; ce dernier atteint un maximum avec une vitesse de 0,5 m/s dans la zone du jet de rive. Il est aussi important au niveau des points de formation et de d'érosion des barres avec une intensité 0.35m/s

Sur le profil 2(annexe IV-10); la vague de tempête aborde le profil dans un premier temps avec un angle de  $-20^\circ$  puis commence à dévier jusqu'au moment du pic ou elle est totalement perpendiculaire. La hauteur de l'onde commence à décroître à partir de -4 m le long du profil; au voisinage des 2 m de profondeur, cette décroissance s'accroît. Cette tempête provoque la disparition de la barre sous-marine existante à des profondeurs de 3 m; au-delà,

dans la zone de déferlement, le transport sédimentaire s'effectue avec un taux de  $0,0003 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  sur l'avant côte ; il enregistre un deuxième pic de transport sur la barre et un autre sur l'estran  $0,00015 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant du fond se dirige vers le large le long du profil avec un maximum d'intensité sur l'estran ( $\approx 0,5 \text{ m/s}$ ), puis décroît à moins de  $0,1 \text{ m/s}$  en passant par un pic de  $0,25 \text{ m/s}$  sur la barre. Le recul du trait de côte atteint  $20 \text{ m}$  tandis que l'excursion est de l'ordre de  $27 \text{ m}$ .

Sur le profil 3(annexe IV-10) la tempête provient avec un angle d'incidence de  $-30^\circ$ . Cette tempête engendre une accumulation à des profondeurs correspondant à un mètre et demi qui s'accompagne d'une érosion du profil aérien. Cette érosion se traduit par un retrait du trait de côte estimé d'une distance horizontale de  $15 \text{ m}$  et une excursion maximale de la houle qui s'élève à  $39,5 \text{ m}$ . La hauteur de la vague commence à diminuer au pic de la tempête à une profondeur de  $5 \text{ m}$ . Le transport sédimentaire est quasiment nul jusqu'à la profondeur de déferlement ou le transport ne dépasse pas le taux de  $0,00015 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le courant du fond se dirige de la côte vers le large, au milieu de la tempête la valeur maximale atteinte est de  $0,5 \text{ m/s}$  sur l'estran, puis décroît jusqu'à atteindre  $0,05 \text{ m/s}$  aux environs de  $5 \text{ m}$  de profondeur ou la direction du courant s'inverse.

Sur le profil 4 (annexe IV-10) ; la tempête engendre un transport au niveau du haut du profil dans la zone qui est entre  $+2 \text{ m}$  à  $-4 \text{ m}$ . cette dernière induit donc une érosion et une modification du profil aérien et sous-marin où on voit l'accumulation dans la petite fosse existante à  $1,5 \text{ m}$  de profondeur. La hauteur de la houle déferle à la profondeur de  $\approx 3 \text{ m}$  ; cette dynamique est accompagnée d'un transport sédimentaire exprimé en positif le long du profil indiquant ainsi une accumulation vers les profondeurs de  $3 \text{ m}$  avec un taux de  $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le transport au niveau du jet de rive atteint un taux de  $0,00015 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . Le transport sédimentaire est accompagné des vitesses de courant qui avoisinent les  $0,46 \text{ m/s}$  au pic de la tempête, à la fin ce dernier atteint  $0,28 \text{ m/s}$  au-delà de la zone de déferlement. Aux plus grandes profondeurs, il se dirige de la côte vers le large. Le recul horizontal du trait de côte a été estimé sur cette section lors de l'épisode de tempête à  $17,4 \text{ m}$  ainsi que l'excursion maximale qui a été estimé à  $56 \text{ m}$ .

Sur le profil 5 (annexe IV-10), la tempête cause l'érosion de la barre sous-marine qui est présente aux profondeurs de  $3 \text{ m}$ , et la fosse préexistante juste avant observe une accumulation. Quant à la partie aérienne du profil, à la hauteur du jet de rive, enregistre un recul horizontal estimé à la fin de la tempête à  $18 \text{ m}$  ; l'excursion marine maximale est estimée à  $45 \text{ m}$ . la hauteur de l'onde de tempête montre un accroissement à des profondeurs variant entre  $7$  à  $4 \text{ m}$  et demi, au-delà, sur la barre sous-marine préexistante, le déferlement débute d'une manière très rapide et un deuxième déferlement au niveau de la zone d'accumulation est induit. La hauteur de la vague atteint la côte avec une hauteur de  $0,6 \text{ m}$ . Cette dernière connaît ainsi un transport sédimentaire qui va atteindre  $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  ; et un peu plus aux deux limites inférieure et supérieure de la barre préexistante. Quant à la partie érodée dans la zone du jet de rive, celle-ci connaît un transport qui est de l'ordre de  $0,0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$ . De la côte vers  $5 \text{ m}$  et demi le courant du fond se dirige vers le large, il atteint dans un premier temps les  $0,23 \text{ m/s}$  et dans la zone du jet de rive, au pic de la tempête, il atteint les  $0,4 \text{ m/s}$ . Au-delà des  $-5,5 \text{ m}$ , le courant s'oriente vers la côte

avec une faible intensité. L'élévation qui accompagne cette tempête au moment du pic elle est de l'ordre de 0,27 m.

En ce qui concerne le profil 6(annexe IV-10), la tempête provoque une érosion et une modification de la morphologie sous-marine avec une accumulation entre les profondeurs de 0,5 et 3 m. la zone du jet de rive, qui s'étend de 1 m à 0,19, connaît un remodelage accompagné d'une érosion et un recul du trait de côte horizontal qui s'estime à 12,20 m tandis que l'étendue maximale a été estimée à 28,4 m environ. Le transport sédimentaire induit le long du profil indique une accumulation au niveau des zones indiquées précédemment avec un taux de  $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L ; au niveau de la zone du jet de rive, le même taux de transport s'effectue avec un effet érosif. Le courant du fond généré atteint un maximum de 0,46 m/s au niveau de cette zone de turbulences au moment du pic de la tempête ; ce dernier se dirige de la côte vers le large entre la côte et 4 m et demi de profondeur ; au-delà le courant présente une intensité de quelques centimètres par seconde et s'oriente vers la côte.

#### **IV.5 Discussion des résultats :**

La capacité du transport sédimentaire par les tempêtes est estimée sur un intervalle moyen de  $0,0001 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ . L  $-0.0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ .L alors que nous constatons que la quantité du transport sédimentaire mobilisé lors des tempêtes, reporté sur les tableaux IV-5 et IV-6, que pour une même tempête le volume varie d'une zone à une autre et d'un profil à un autre. La quantité du sédiment transporté par une tempête est liée à plusieurs paramètres.

En analysant les résultats obtenus au cours de ce chapitre, nous déduisons que la période de retour d'une tempête n'est pas le facteur le plus pertinent dans la mobilité d'un volume de sédiment ou dans la capacité érosive de la tempête. Par contre, l'étendue de la surface d'action des forçages atmosphériques (fetch) peuvent augmenter la virulence de la tempête à l'approche de la côte. Au cours des tempêtes, le niveau d'eau s'abaisse à cause de la pression atmosphérique qui s'exerce sur la surface. Cet abaissement est perceptible avant le déferlement de la vague. L'interaction et la résonance entre ces processus pourrait faire croître le taux d'érosion. Lors des périodes tempétueuses, nous observons que pour certaines tempêtes qui se succèdent leur virulence à la côte diffère du large.

Par contre la durée d'action d'une tempête ainsi que son incidence par rapport à la section côtière sont des paramètres qui favorisent la charge volumique mise en suspension. Dans le cas de nos sites d'étude ; le linéaire côtier du profil 1 de la baie d'el Djamila subit moins de modifications ; car sa dynamique n'est pas aussi importante du fait de sa position par rapport au port et aux ouvrages de protection de la plage El Riyad. Par contre sur la section 3 et 4 sont celles qui abritent le plus grand volume de sédiments déplacé. A El Hamdania, c'est la section 2 et 5 qui présentent le plus de transport, ceci est dû au fait que ces sections sont les plus fréquemment exposées au potentiel énergétique des tempêtes de provenance NW et N ; qu'elles soient abordées par les épisodes de tempêtes responsables de l'érosion dominée par le transport cross-shore ou de dérive. Le changement sur la plage peut aussi être dû au courant côtier généré par le vent(Gravens et al., 1991).

**Tableau IV-5 : Volume du sédiment mobilisé pour chaque épisode de tempête à Boumerdès**

	1995	1996	2001	2007	2009	2013	2014	2015
Q(m <sup>3</sup> /m.. L)	114,75	118,41	92,17	90,02	93,52	91,99	149,29	56,61
Durée de la tempête	78	96	69	67	90	83	57	96
Recul horizontal (m)	10,81	13,48	12,5	10,60	10,76	10,73	9,61	10,6
Submersion (m)	31,33	31,32	31,32	35,31	31,53	31,34	37,28	35,34

**Tableau IV-6 : Volume du sédiment mobilisé pour chaque épisode de tempête à El Djamila et à El Hamdania**

Le volume du transport mobilisé (m <sup>3</sup> /m.. L)							
El Djamila							
Annee de la tempête	Durée de la tempête	P1	P2	P3	P4	P5	P6
1995	42 h	31,67	40,55	73,26	58	71,53	33,55
2007	57 h	34,38	41,63	75,65	60,91	84,11	41,89
2009	81 h	37,86	56,95	89,9	81,6	126,11	70,98
2013	54 h	30,39	38,71	60,97	59,83	81,53	44,02
2014	69 h	29,37	36,84	73,51	60,05	72,19	33,88
2015	93 h	51,64	56,85	91,85	81,93	130,64	71,34
2018	66 h	26,19	40,16	64,46	64,94	93,45	52,09
El Hamdania							
1996	88 h	44,82	87,97	41,39	35,35	73,35	34,16
2001	58 h	42,52	84,72	49,39	43,16	72,86	30,72
2007	69 h	51,98	77,11	37,59	36,18	65,47	28,6
2009	86 h	56,47	85,16	39,8	34,82	71,15	31,08
2010	50 h	63,69	62,04	28,42	24,18	48,49	21,15

Un autre paramètre qui contribue dans la quantité du sédiment transporté sur le profil est l'étendu de la zone de déferlement. Lorsqu'elle s'éloigne de la côte, celle-ci cause une perte importante dans le budget sédimentaire qui rendra la progradation de la plage difficile. même si certains scientifiques affirment que le sédiment perdu durant la tempête est restitué en période d'accalmis (Young et al., 1995)

### Conclusion :

Les évènements extrêmes ont été désignés à partir d'une base de données recueillant une trentaine d'années ; ça nous a permis de désigner des scenarii qui se sont déjà produits sur la côte algéroise. 20 tempêtes ont été définies.

La propagation des épisodes de tempêtes sur nos sites d'études a été étudiée sur 2 plans horizontaux et verticaux. La propagation en 2DH s'est effectuée en première afin d'en extraire les paramètres de la vague à la limite de chaque profil. La model a d'abord été calibré par rapport à la tempête de 1996. Le modèle 2DH nous a permis d'étudier la dynamique longitudinale tandis

que le modèle en 2 DV, a permis de visualiser l'évolution et la dynamique par rapport aux différents profils de plages

La capacité du transport engendré par les tempêtes est du même ordre de grandeur ; ce qui rend l'impact d'une tempête érosif ou destructeur c'est la distance qui éloigne le point de contact de la tempête avec le fond de la côte ; et son interaction avec la morphologie du profil sur lequel elle évolue. La durée d'action de la tempête est aussi un élément majeur à prendre en considération.

# Chapitre V : Cinématique du trait de côte

Le trait de côte est une limite de nature dynamique entre la terre et la mer, les plages représentent un environnement éphémère avec un écosystème fragile et complexe qui est en mobilité continue (Natesan et al., 2015). Le suivi de son évolution nécessite donc une analyse diachronique (Etienne, 2014).

L'étude de la cinématique du trait de côte est une partie importante dans cette recherche, car le déplacement continu du trait de côte est considéré comme étant un facteur indicateur qui permet de confirmer les études faites, par l'observation du déplacement des volumes sédimentaires, mais aussi de mettre en évidence la concordance avec l'évolution des forçages naturels et leur effet direct sur la côte. La position du trait de côte n'est autre que le résultat de la conjonction de nombreux facteurs naturels, particulièrement la variation du niveau de la mer, le vent, la houle, les courants et l'importance des apports sédimentaires (Chaibi et al., 2013; Natesan et al., 2015) et aussi de facteurs anthropiques (Blaise, 2017); le changement de position du trait de côte causé par ces facteurs est qualifié d'érosion ou accrétion côtière.

### **V.1 Travaux effectués sur le littoral algérien**

Comme dans la majeure partie des côtes mondiales, les côtes algériennes font face aux problèmes de déséquilibre de la dynamique côtière, l'étude de la cinématique du trait de côte en Algérie est récente, elle a tout d'abord commencé dans le cadre du programme d'aménagement côtier de la zone algéroise lancé en 2002, le rapport d'activité de protection du rivage de Cap Djinet au mont Chenoua établie en mars 2005 résume l'évolution du trait de côte de 1959 à 1999. En 2006, Boutiba a développé; dans le cadre de son travail de thèse de doctorat; une partie traitant de la cinématique du trait de côte sur le linéaire côtier jijilien, l'étude a été faite sur une longue période allant de 1863 jusqu'à l'an 2000 ou les données considérées sont des cartes topographiques et des photos aériennes. Une autre étude sur la cinématique de la côte de la wilaya d'Alger a encore été effectuée dans le cadre du projet AMIS (2008) où la période d'étude s'est étendu jusqu'en 2003, ce travail a donné suite à une publication de (Boutiba et al., 2009) ces résultats ont aussi été inclus dans le rapport d'étude de vulnérabilité et l'adaptation de la wilaya d'Alger aux changements climatiques et aux risques naturels; un autre travail a été effectué en 2009 sur la plage de Boumerdès ainsi que celle de Sidi Fredj pour des données allant de 1972 à 2003 dans le cadre de la thèse de (Mezouar, 2009). En 2011 (Boutiba and Bouakline, 2011) produit un travail sur le suivi du trait de côte sur des données issues des photographies aériennes, des images du satellite Quicbird ainsi que des levées terrains avec DGPS dans la zone ouest de la wilaya d'Alger avec collaboration de l'A.P.P.L., les travaux récents traitant de la cinématique du trait de côte concernent la baie de Bejaia (Ayadi et al., 2016) et la côte Jijilienne (Kermani et al., 2016) et plus récemment les travaux de (Otmani, 2020; Otmani et al., 2020) dont l'étude a concerné le littoral de la wilaya d'Alger en utilisant la photographie aérienne et levée DGPS, ainsi que les travaux de (Bougherira et al., 2020) qui se sont focalisés sur l'évolution du littoral sableux du Cap Falcon à Oran. Quant aux derniers travaux effectués traitant cette problématique sont les travaux de (Sallaye, 2021), dont la baie de Zemmouri a fait l'objet, et les travaux de (Bengoufa, 2021; Bengoufa et al., 2021) qui consistent en l'analyse de la cinématique du trait de côte Mostaganemois extrait par exploitation des images satellitaires via le Machine Learning.

Dans le présent travail, l'étude se focalise sur la cinématique du trait de côte sur une durée de 30 ans (macro-échelle temporelle) qui correspond environ à la période couverte par les données hydrodynamiques ayant fait l'objet d'étude tout au long de ce travail de thèse ; le but ici est de voir la tendance de l'évolution côtière par rapport à l'évolution des forçages hydrodynamiques ayant agi sur la dynamique sédimentaire.

### V.2 Méthode d'étude de l'érosion

Pour suivre la variabilité de la ligne de côte des sites d'étude, des ortho-photos seront utilisées, des images satellites et des traits de côte extraits des levés terrain. Le choix des documents à utiliser a été dicté par les dates disponibles (Aernouts and Héquette, 2006). La détection de l'érosion repose tout d'abord sur le fait de choisir la ligne de référence qui sera utilisée pour retranscrire l'évolution du trait de côte ; il existe plusieurs marqueurs le délimitant selon les caractéristiques du site d'étude (Giuliano, 2015; Juigner, 2017; Marzougui and Oueslati, 2017; Zemmour, 2019). La ligne de référence est la ligne du rivage, elle marque la limite où s'arrêtent les eaux marines à l'instant de prise de vue (Giuliano, 2015) ; toutefois, sa délimitation n'étant pas aussi évidente, la ligne prise en considération pour la matérialiser est la limite entre le sable sec et mouillé ((Zemmour, 2019). Étant donné que la côte algérienne est micro-tidale, la marge d'erreur est minimisée à 3-4 m (Giuliano, 2015).

Pour la détermination du taux d'érosion au niveau des plages, il est nécessaire de procéder à une segmentation visant à créer des unités spatiales qui permettent une analyse plus précise afin de bien identifier toutes les entités spatiales existantes dans la zone d'intérêt. Il existe plusieurs méthodes de segmentation classique ; la plus adéquate pour l'étude de la cinématique du trait de côte est l'approche par transect ; c'est sur laquelle se base l'outil d'analyse que nous allons utiliser DSAS.

Les transects sont des profils perpendiculaires à l'orientation de la côte, ils permettent de quantifier le gradient d'évolution. Le choix de la longueur des transects ainsi que l'espacement entre eux tient compte des facteurs morphologiques du système étudié (Juigner, 2017).

### V.3 Calcul d'erreur

la diversité des sources, de par leurs dates et moyens d'acquisition, fait que leur fiabilité ne soit pas la même, il est donc important de définir les erreurs et incertitudes de chaque document avant de discuter les résultats pour que leur représentativité ne soit pas altérée ((Louati and Zargouni, 2013; Quinquis, 2017). L'erreur estimée est une erreur totale, elle réunit différents types d'erreurs pour lesquels leur prise en compte dépend du type de documents utilisés. Pour le cas des photos aériennes orthorectifiées l'incertitude totale a été définie comme étant  $\pm 3$  m par le groupe AMIS (2008) dans (Otmani, 2020; Otmani et al., 2020) cette incertitude englobe trois types d'erreurs : graphique, liée à la résolution du raster et celle liée à l'opérateur ; cette dernière a été estimée à 3 m par (Kermani et al., 2016) et entre 2.4 et 2.5m par (Bougherira et al., 2020) ; quant a (Zemmour, 2019) indique, dans leurs cas, que les photographies aériennes présentent un décalage de  $\pm 2$ m après orthorectification. Dans notre étude les photos aériennes orthorectifiées présentent une erreur estimée à 1 m par l'INCT après orthorectification ; (Zemmour, 2019) indique que la deuxième incertitude est liée à l'étape de digitalisation qui est définie comme étant égale à  $\pm 2$ m.(Quinquis, 2017) a estimé l'erreur comme étant la racine carrée de la somme

des carrés de chacune des erreurs suivantes : RMS : Root Mean Square, ou valeur quadratique obtenue dans la table des amers d'ArcGis pour transformation du 2e ordre ; la Résolution de l'image d'origine (m) et l'Erreur sur le trait de côte qu'il a considéré comme la taille du pixel en mètre. (Bougherira et al., 2020; Kermani et al., 2016; Otmani, 2020; Otmani et al., 2020) ont considéré les mêmes erreurs.(Juigner, 2017) S'est tout aussi basé sur la racine carrée de la somme des carrés des erreurs, pour sa part, il a tout aussi pris en compte l'erreur du à l'effet des tempêtes et les variations saisonnières. Dans notre cas, l'incertitude totale a été estimée suivant les éléments utilisés par les différents auteurs ayant travaillé sur la côte algérienne et adaptés selon les données acquises dans le cadre de ce travail ; l'erreur reliée à la marée a été considérée à  $\pm 0,5m$ . Le tableau ci-dessous résume l'erreur estimée pour chaque date ainsi que les incertitudes relatives.

**Tableau V-1 :l'erreur estimée pour chaque date ainsi que les incertitudes relatives**

		Type	Échelle/résolution	Ep	Erms	Ed	Et
Boumerdès	1984	Photo aérienne orthorectifiée	1/5000	1	2	2	3
	2003	Image satellite Ikonos	0,6m	0,6	4.7	2	5.2
	2017	Image satellite Quickbird	0,6m	0.5	2,5	2	3.3
EIDjania	1989	Carte d'occupation du sol rectifié	1/50000	4	10,6	10	15
	2007	Image satellite Quickbird	0,6m	0.6	4.5	2	5
	2017	Image satellite Quickbird	0,6m	0.5	2,5	2	3.3
Hamdania	1985	Photo aérienne orthorectifiée	1/5000	1	2	2	3
	2015	Levé terrain	2m	/	/	/	2

#### V.4 Description de l'outil d'analyse des variations du rivage (par Digital Shoreline Analysis System, DSAS)

DSAS extension gratuite développée en partenariat entre l'USGS et Innovate ! Inc (Quinquis, 2017) calcule les statistiques de taux de changement pour une série chronologique des données vectorielles du littoral (Thieler et al., 2009). C'est une extension ArcGis pour calculer l'évolution du littoral ((Than, 2015).

Le fonctionnement du DSAS repose sur le tracé d'une ligne de base adjacente à la position des traits de côte, côté terre ou côté mer. Dans le cas présent, cette ligne correspond à la limite côté terre d'un tampon créé autour de l'enveloppe des traits de côte (Juigner, 2017). Des transects perpendiculaires à cette ligne sont ensuite automatiquement tracés. Les intersections entre les transects et les traits de côte établissent les points de mesure de la distance entre chaque

trait de côte. L'écartement des transects perpendiculaires aux traits de côte varie généralement de 10 à 100 m selon les auteurs (Durand, 2000 ; Gaillot et Chaverot, 2001 ; Morton et Miller, 2005 ; Hapke *et al.*, 2006) in (Juigner, 2017). L'écart entre chaque transect est ici fixé à 20 m.

Les méthodes statistiques considérées pour calculer les taux de changements des traits de côte disponibles dans le module DSAS sont : -Net Shoreline movement (NSM) consiste simplement à mesurer pour chaque transect la distance en mètre qui sépare l'ancien trait de côte du plus récent. -Le taux des points extrêmes (*End Point Rate* « *EPR* »), qui consiste à diviser la distance, sur un même transect, séparant deux traits de côte par le nombre d'années écoulées. Cette méthode est très simple et est beaucoup utilisée, mais son inconvénient, c'est qu'elle ne prend pas en compte les variations dans l'évolution du trait de côte qui ont pu avoir lieu entre les deux dates choisies (Thieler et al., 2009; Zemmour, 2019) ; ce dernier s'exprime comme

$$EPR = \frac{NSM}{t_2 - t_1} \quad \text{Eq V-1}$$

Le DSAS permet aussi de quantifier les variations de position du trait de côte par les régressions linéaires : régression linéaire simple «*Linear Regression Rate, LRR* » et régression linéaire pondérée «*Weighted Linear Regression, WLR* » (Bengoufa, 2021) ; lors des calculs, ces derniers nécessitent au minimum trois traits de côtes. Bengoufa (2021) indique que le WLR renseigne sur la mobilité du trait de côte à long terme en considérant l'hétérogénéité des marges d'erreur renseignées pour chaque transect ; et que par conséquent ces taux sont plus fiables que ceux calculés avec une régression simple.

### V.5 Résultats d'analyse diachronique de la cinématique du trait de côte :

La tendance évolutive du trait de côte sur les trois sites est décrite par les paramètres statistiques suscités. Concernant le taux d'évolution annuel défini par EPR LRR et WLR présente une forte corrélation entre les valeurs estimées par l'EPR et le LRR pour Boumerdès et El-Djamila, par contre la corrélation EPR WLR présente un  $R^2=0.98$  pour Boumerdès et  $R^2=0.62$  pour El-Djamila.

L'expression des résultats obtenus a été dressée suivant les limites définit par les travaux de (Luijendijk et al., 2018) tel que : Accrétion  $>0.5$  m/an ; Stable  $-0.5$  à  $0.5$  m/an ; Érosion  $-1$  à  $-0.5$  m/an ; Érosion intense  $-3$  à  $-1$  m/an ; Érosion sévère  $-5$  à  $-3$  m/an ; Érosion extrême  $<-5$  m/an.

Les résultats de l'analyse de l'évolution globale des changements de la position du rivage durant ces 33 dernières années (1984- 2017) au niveau de la plage de Boumerdès (Tableau V-2) ont montré que le front de mer a été soumis à une forte érosion aux extrémités d'oued Tatareg tandis que le reste du linéaire côtier connaît une accrétion modérée. Les taux nets moyens de recul calculés à partir de la méthode EPR pour l'ensemble du site varient entre  $-0.91$  m/an et  $+2.6$  m/an avec une moyenne de  $0.41 \pm 0.12$  m/an ce qui correspondrait à une avancée de  $13.5 \pm 4$  m. Cette tendance d'engraissement ne caractérise pas toute la période étudiée (entre 1984 à 2017) ; la cinématique du trait de côte entre 1984 et 2003 montre une tendance érosive avec un taux moyen de  $-0.35$  m/an ; contrairement à la période suivante qui montre une progradation avec le taux moyen de  $+0.64$  m/an.

Quant à l'analyse au niveau de la baie d'El-Djamila (tableau V-3), cette dernière présente un taux de dégradation qui qualifie une érosion modérée à élevée le long de ses plages entre 1989 et 2017, les résultats présentent un taux d'évolution variant entre  $-2 \pm 0.5\text{m/an}$  et  $4 \pm 0.5\text{m/an}$  dont la moyenne est de  $-0,57\text{m/an}$ . La plage est de Sidi Fredj ; adossée au port de plaisance, connaît une accrétion élevée. La tendance érosive est sévère sur toute la baie entre 1989 et 2007

Au niveau de la plage d'el Hamdania (tableau V-4), l'érosion est modérée à très élevée aux extrémités d'oued Hachem, le recul maximal au cours de ces 30 années atteint les 100 m, et le taux d'évolution moyen est égale à  $-0.8\text{m/an}$ .

Tableau V-2 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de Boumerdès entre 1984 et 2003

La plage de Boumerdès	Nombres des transects N°	Le taux moyen d'évolution (EPR m/an, NSM m)	Évolution mesurée (m/an)	Carte de l'aléa d'érosion															
	01	-0.16																	
	09	-3.08																	
	10	+0.39																	
	16	+7.43																	
	19	-0.72																	
	57	-13.60																	
	58	+0.35																	
	61	+6.74																	
	62	-0.5																	
100	-9.5																		
101	-0.34																		
143	-6.5																		
La moyenne totale de l'évolution		<b>EPR = -0.35 m/an</b>																	
<p><b>Légende</b></p> <table border="0"> <tr> <td><b>Taux d'évolution EPR (m/an)</b></td> <td>— Trait de cote_1984</td> <td>■ Accrétion</td> </tr> <tr> <td>■ Erosion intense (entre -1 et -3)</td> <td>— Trait de cote_2003</td> <td>■ Erosion</td> </tr> <tr> <td>■ Erosion (entre -0.5 et -1)</td> <td>— Ligne de base</td> <td></td> </tr> <tr> <td>■ Stable (entre -0.5 et 0.5)</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>■ Accrétion (supérieur à 0.5)</td> <td></td> <td></td> </tr> </table>					<b>Taux d'évolution EPR (m/an)</b>	— Trait de cote_1984	■ Accrétion	■ Erosion intense (entre -1 et -3)	— Trait de cote_2003	■ Erosion	■ Erosion (entre -0.5 et -1)	— Ligne de base		■ Stable (entre -0.5 et 0.5)			■ Accrétion (supérieur à 0.5)		
<b>Taux d'évolution EPR (m/an)</b>	— Trait de cote_1984	■ Accrétion																	
■ Erosion intense (entre -1 et -3)	— Trait de cote_2003	■ Erosion																	
■ Erosion (entre -0.5 et -1)	— Ligne de base																		
■ Stable (entre -0.5 et 0.5)																			
■ Accrétion (supérieur à 0.5)																			

Tableau V-3 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de Boumerdès entre 2003 et 2017

La plage de Boumerdès	Nombres des transects N°	Le taux moyen d'évolution (EPR m/an, NSM m)	Évolution mesurée (m/an)	Carte de l'all.éa d'érosion
	01	+0.94		
	09	+13.25		
	10	+0.44		
	16	+6.23		
	19	+1.98		
	57	+27.73		
	58	-0.22		
	61	-3.17		
	62	-0.1		
100	-1.43			
101	+0.54			
112	+7.61			
La moyenne totale de l'évolution			<b>EPR = +0.64 m/an</b>	
<p><b>Légende</b></p> <p><b>Taux d'évolution EPR (m/an)</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: orange;">—</span> Erosion (Entre -0.1 et -1)</li> <li><span style="color: yellow;">—</span> Stable (Entre -0.5 et 0.5)</li> <li><span style="color: blue;">—</span> Accrétion ( Supérieur à 0.5)</li> </ul> <p> <span style="color: brown;">—</span> Trait de cote _2003    <span style="color: green;">■</span> Accrétion  <span style="color: green;">—</span> Trait de cote _2017    <span style="color: red;">■</span> Erosion  <span style="color: black;">—</span> Ligne de base         </p>				

Tableau V-4 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de Boumerdès entre 1984 et 2017

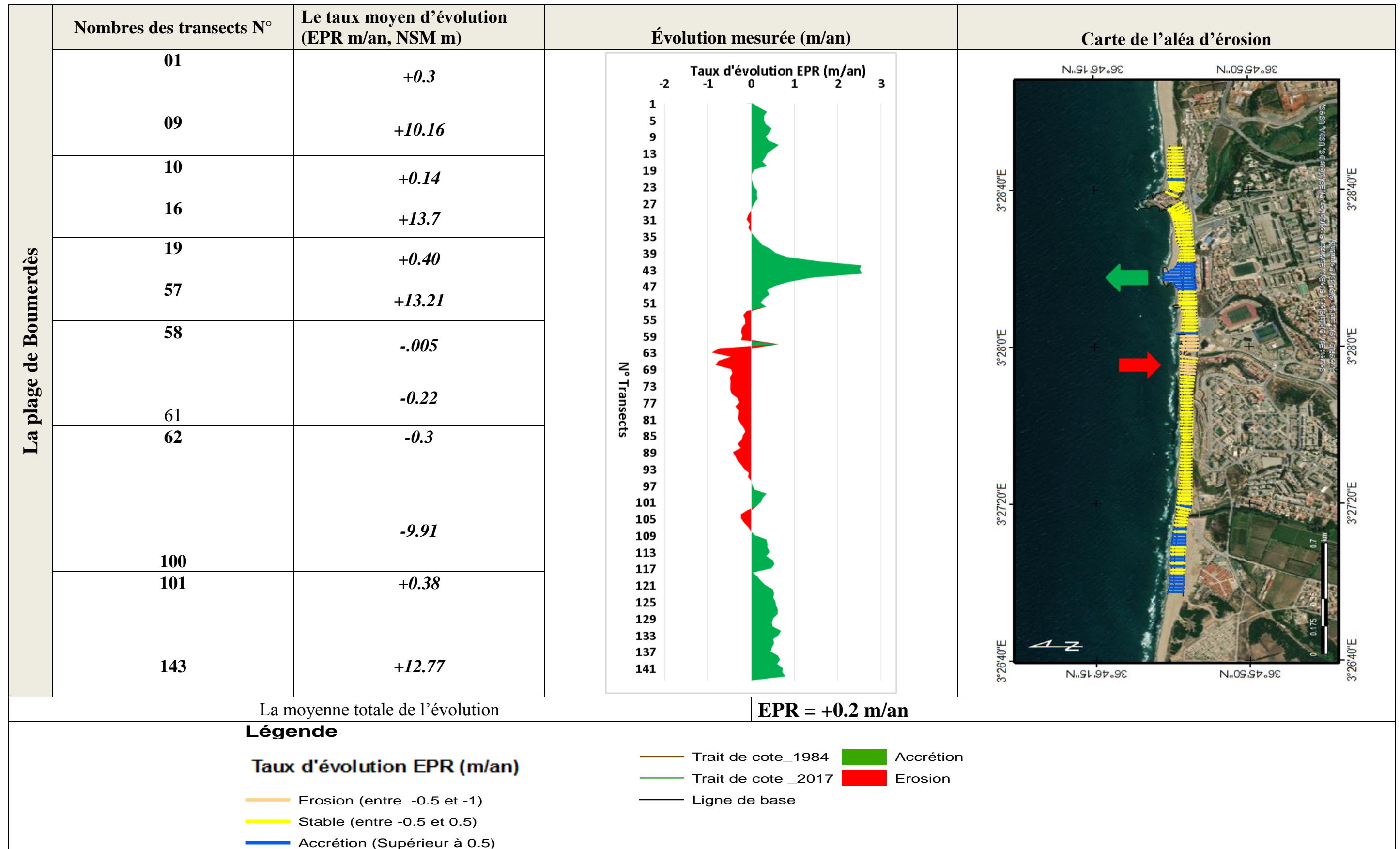


Tableau V-5 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de la baie d'El-Djamila entre 1989 et 2007

La baie d'El Djamila	Nombres des transects N°	Le taux moyen d'évolution (EPR m/an, NSM m)	Évolution mesurée (m/an)	Carte d'aléa d'érosion		
	01	+0.84				
	04	+15.22				
	05	-1.56				
	115	-28.10				
	116	+0.13				
	117	+2.46				
	118	-1.37				
	391	-24.66				
	La moyenne totale de l'évolution				<b>EPR = -1.39 m/an</b>	
<b>Légende</b> <b>Taux d'évolution EPR (m/an)</b>						
<span style="color: red;">█</span> Erosion sévère (entre -3 et -5)		<span style="color: purple;">—</span> Trait de cote _1989				
<span style="color: orange;">█</span> Erosion intense (entre -1 et -3)		<span style="color: blue;">—</span> Trait de cote _2007				
<span style="color: yellow;">█</span> Erosion (entre -0.5 et -1)		<span style="color: blue;">—</span> Ligne de base				
<span style="color: green;">█</span> Stable (entre -0.5 et 0.5)						
<span style="color: blue;">█</span> Accrétion (Supérieur à 0.5)						

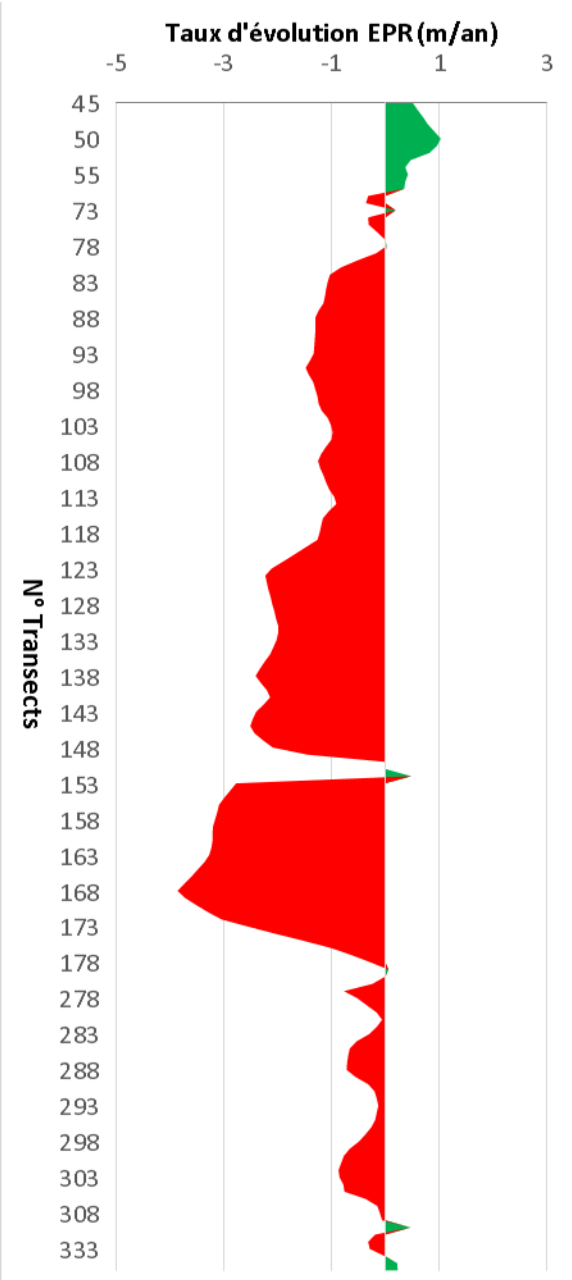

Tableau V-6 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de la baie d'El-Djamila entre 2007 et 2017

La baie d'El Djamila	Nombres des transects N°	Le taux moyen d'évolution (EPR m/an, NSM m)	Évolution mesurée (m/an)	Carte d'aléa d'érosion
	01	+1.17		
	04	+11.72		
	05	+1.05		
	115	+10.58		
	116	+2.89		
	117	+28.87		
	118	+0.75		
391	+7.59			
La moyenne totale de l'évolution			<b>EPR = +0.86 m/an</b>	
<b>Légende</b>				
<b>Taux d'évolution EPR (m/an)</b>				
<span style="color: blue;">—</span> Trait de cote _2007 <span style="color: red;">■</span> Erosion <span style="color: green;">■</span> Accrétion <span style="color: orange;">—</span> Erosion intense (entre -1 et -3) <span style="color: blue;">—</span> Trait de cote _2017 <span style="color: yellow;">—</span> Erosion (entre -0.5 et -1) <span style="color: blue;">—</span> Ligne de base <span style="color: yellow;">—</span> Stable (entre -0.5 et 0.5) <span style="color: blue;">—</span> Accrétion (Supérieur à 0.5)				

Tableau V-7 : Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de la baie d'El-Djamila entre 1989 et 2017

La baie d'El Djamila	Nombres des transects N°	Le taux moyen d'évolution (EPR m/an, NSM m)	Évolution mesurée (m/an)	Carte d'aléa d'érosion
	01	+0.78		
	06	+22.06		
	07	-0.80		
	97	-22.16		
	98	+0.79		
	136	+22.13		
	137	-0.74		
391	-20.78	La moyenne totale de l'évolution		
<p><b>Légende</b> <b>Taux d'évolution EPR (m/an)</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: red;">█</span> Erosion sévère (entre -3 et -5)</li> <li><span style="color: orange;">█</span> Erosion intense (entre -1 et -3)</li> <li><span style="color: yellow;">█</span> Erosion (entre -0.5 et -1)</li> <li><span style="color: yellow;">█</span> Stable (entre -0.5 et 0.5)</li> <li><span style="color: blue;">█</span> Accrétion (Supérieur à 0.5)</li> </ul> <p> <span style="color: purple;">—</span> Trait de cote _1989     <span style="color: red;">—</span> Trait de cote _2017  <span style="color: blue;">—</span> Ligne de base     <span style="color: red;">█</span> Erosion     <span style="color: green;">█</span> Accrétion         </p>				

Tableau V-8: Synthèse statistique et cartographie du taux d'évolution du trait de côte dans la zone de la baie d'El Hamdania entre 1985 et 2015

La plage d'El Hamdania	Nombres des transects N°		Le taux moyen d'évolution (EPR m/an, NSM m)		Évolution mesurée (m/an)		Carte de l'aléa de l'érosion	
	45		+0.64					
	57		+19.12					
	71		-1.41					
	149		-42.38					
	150		+0.48					
	152		+14.41					
	153		-1.28					
333		-38.41						
La moyenne totale de l'évolution			EPR = -0.81 m/an					
<u>Légende</u>			<p><b>Taux d'évolution EPR (m/an)</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="color: red;">█</span> Erosion sévère (entre -3 et -5)</li> <li><span style="color: orange;">█</span> Erosion intense (entre -1 et -3)</li> <li><span style="color: yellow;">█</span> Erosion (entre -0.5 et -1)</li> <li><span style="color: yellow;">█</span> Stable (entre -0.5 et 0.5)</li> <li><span style="color: blue;">█</span> Accrétion (Supérieur à 0.5)</li> <li><span style="color: green;">█</span> Trait de cote _1985</li> <li><span style="color: green;">█</span> Trait de cote _2015</li> <li><span style="color: black;">—</span> Ligne de base</li> <li><span style="color: red;">█</span> Erosion</li> <li><span style="color: green;">█</span> Accrétion</li> </ul>					

### V.6 Discussion des résultats

Pour les trois sites d'étude, nous observons des tendances érosives au cours de ces trente dernières années, cette constatation montre que la dynamique spatio-temporelle de la côte algéroise est soumise à des pressions qui agissent d'une manière inégale tout au long du linéaire côtier ; ces pressions répondent à des facteurs naturels tels que : (la géomorphologie des plages, les houles, les courants et les tempêtes ou des facteurs humains tels que (l'urbanisation, les installations touristiques, les activités économiques sur la côte et l'extraction du sable)(Sallaye, 2021).

En ce qui concerne Boumerdès ; l'accrétion modérée recensée est principalement due à l'implantation des ouvrages de protection suite à une sévère érosion solutionnée en 1999 par le LEM. Quant à l'érosion aux extrémités d'oued Tatareg ; les visites sur le terrain montrent une variabilité d'une saison à une autre tout comme l'accumulation en haut de plage durant le printemps. Les tendances d'érosion et d'accrétion diffèrent des résultats obtenus par les travaux de Sallaye (2021), ceci est probablement dû aux erreurs associées à la manipulation et/ou nombres de traits de côtes considérés.

La baie d'El-Djamila connaît une accrétion à la plage Est de Sidi Fredj, ceci est probablement dû au fait qu'elle soit abritée par la jetée principale du port ainsi que les ouvrages de protection diminuent de la virulence de provenance nord à nord-est (Otmani, 2020), la partie centrale de la baie enregistre une érosion importante qui s'expliquerait par la forte urbanisation et anthropisation engendrée par les constructions hôtelières, mais aussi par l'exposition de son linéaire côtier qui est vulnérable au forçage hydrodynamique comme constaté précédemment, ce dernier aborde la côte avec une obliquité favorisant un transport longitudinal déplaçant ainsi les sédiments vers le port et la plage est de Sidi Fredj (en progradation). Les résultats exprimant la cinématique du trait de côte obtenu dans notre étude dans la baie d'El-Djamila concordent avec les résultats obtenus dans les travaux de (Otmani, 2020)

Pour la zone d'El Hamdania, l'érosion observée est potentiellement due aux forçages naturels vus l'exposition de son linéaire ainsi qu'à sa morphologie sous-marine présentant de grands fonds qui favorisent une dissipation d'énergie brutale, et contrairement aux deux autres zones la plage d'El Hamdania ne subit pas l'anthropisation d'une manière directe, mais l'a subie d'une manière indirecte par la diminution d'apport solide par oued Hachem suite à la construction du barrage de Boukerdene qui est considéré comme un véritable piège à sédiments destinés à l'alimentation de la plage (Amarni, 2021). Nous percevons d'ailleurs que l'érosion est importante à son embouchure.

#### **Conclusion :**

Ce chapitre nous a permis de visualiser les tendances évolutives de nos zones d'études au cours de la période d'étude, nous constatons que dans la première période analysée l'érosion est importante en dépit de la faible pression anthropique locale, contrairement à la deuxième période d'étude qui connaît une forte anthropisation suite à la ségrégation des années 2000. Cette dégradation entre les années 80 et 2000 est probablement liée aux interactions des pressions hydrodynamiques avec la diminution des approvisionnements sédimentaires issus des oueds et des vents terrestres ; ce déséquilibre est probablement dû aux constructions des barrages et le développement des réseaux routiers et des agglomérations urbaines.

Ce chapitre nous a permis de pointer un facteur important qui impacte le processus de mobilisation des sédiments et qui lie la dynamique terrestre et marine pour assurer l'équilibre du système littoral.

# **Chapitre VI : Modélisation de la variation du trait de côte (cas particulier)**

Comme indiqué le long de ce travail de thèse et à partir de la synthèse bibliographique ; les côtes mondiales sont exposées à l'érosion, principalement les plages sableuses. Pour faire face à cette érosion, des structures de protections sont implantées. Ces dernières agissent sur la distribution du transport sédimentaire dans le but de favoriser l'avancée du trait de côte et par conséquent la restitution de la plage. Les précédents chapitres nous ont permis d'étudier les processus hydrosédimentaires induits dans les sites d'études en présence de structures implantées ou structures autochtones, en plus de la quantification des volumes sédimentaires mobilisés par les différents états de la mer. Sur l'ensemble des modèles étudiés, l'évolution du trait de côte a été soit non matérialisée par le modèle ou ponctuellement estimée à court terme. C'est pourquoi nous nous sommes intéressés à tester le modèle GENESIS (GENeralized model for SIMulating Shorline change), il permet de simuler l'évolution du trait de côte à long terme, dans le rivage de Boumerdès qui présente une plage ouverte avec présence de structures de défenses.

(Thomas and Frey, 2013) rapportent qu'une douzaine de différents modèles ont été développés pour simuler le changement du trait de côte depuis le premier modèle à une dimension proposée par Pelnard-Considère en 1956. Le modèle GENESIS a été développé par (Hanson, 1987) ; il est conçu dans le but de simuler la variation du trait de côte à long terme, de 1 mois à 100 mois, et sur un linéaire qui atteint 100km. Le modèle se base sur l'équation de conservation du volume des sédiments, cette approche est décrite comme étant une approche à 1D (à une ligne) (Gravens et al., 1991; Hanson, 1987, 1989; Hanson and Kraus, 1989; Thomas and Frey, 2013). Le modèle est lancé seulement dans les cas où le facteur dominant pour le transport sédimentaire longshore soit les houles. Le calcul du changement qui se produit sur la position du trait de côte est dû à la variation de la quantité du sédiment transporté parallèlement à la côte qui est induite par le déferlement de la houle (Benassai, 2006).

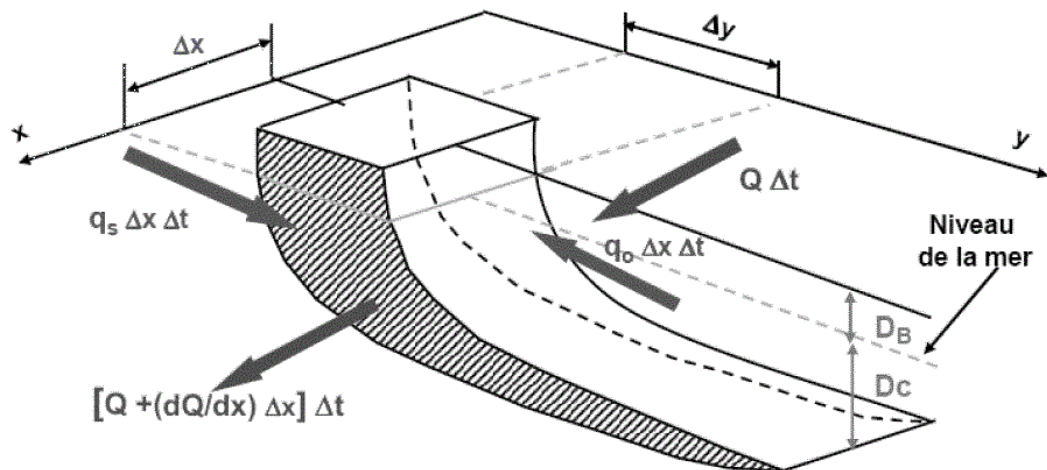
Dans ce chapitre, nous exploitons la version 2 du modèle ; il est appliqué à un niveau qualitatif (scope mode) car le jeu de données est limité (Gravens et al., 1991)

### **VI.1 Hypothèse et limites du modèle**

Le modèle étant à 1D se base sur certaines hypothèses simplificatrices qui définissent les conditions aux limites du modèle, à savoir :

- Le profil de la plage est constant,
- Les limites, limite supérieure de la berme et la profondeur de clôture, du profil sont constantes,
- Le sédiment est transporté parallèlement à la côte sous l'effet des vagues déferlantes,
- Le détail de la circulation près de la côte est négligé
- La tendance évolutive du trait de côte est à long terme

Young et al. (1995) rapporte que Hanson H. et Kraus N.C. (1989) indiquent que GENESIS est plus souhaitable pour les côtes dont le trait de côte évolue entre les ouvrages de protection.



$$(D_B + D_C) \cdot \frac{dy}{dt} + \frac{dQ}{dx} - q = 0$$

$x, y$  : coordonnées du trait de côte  
 $t$  : temps  
 $D_B$  : hauteur moyenne de la berme  
 $D_C$  : profondeur de fermeture  
 $q$  : puits ou sources  
 $Q$  : transit littoral (formule du CERC)

Figure 0-1 : Croquis de définition pour le calcul du changement de la ligne de rivage selon le modèle 1-D (Hanson, 1987).

## VI.2 Les principales équations gouvernantes du modèle

Le modèle résout deux équations simultanées ; l'équation qui définit le taux de variation du trait de côte par le principe de conservation du sédiment et l'équation qui estime le taux du transport sédimentaire.

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{1}{(D_B + d_c)} \left( \frac{\partial Q}{\partial x} - q \right) \quad \text{Eq 0-1}$$

La première équation gouverne la variation du trait de côte ; la coordonnée Y dénote donc la position du rivage, et X la distance le long de la côte. Le modèle suppose que le profil de la plage se déplace vers la mer ou vers le rivage le long d'une section de la côte sans changer de forme lorsqu'une quantité nette de sable entre ou sort de la section pendant un intervalle de temps  $\Delta t$ . Le changement de position du littoral est  $\Delta y$ , la longueur du segment de littoral est  $\Delta x$ , et le profil se déplace dans une étendue verticale définie par l'élévation de la berme  $D_B$  et la profondeur de fermeture  $D_C$  (décrite dans la section III.2), toutes deux mesurées à partir du même référentiel vertical (par exemple, le niveau moyen de la mer ou la basse mer inférieure moyenne). Le changement de volume de la section est déterminé (équation par la quantité nette de sable qui s'accumule dans la section, déterminée par la quantité nette de sable qui entre ou sort de la section par ses quatre côtés ((Benassai, 2006).

$$\Delta V = \Delta x \Delta y (D_B + D_C) \quad \text{Eq 0-2}$$

Une contribution au changement de volume résulte de l'existence d'une différence dans le taux de transport littoral du sable  $Q$  sur les côtés latéraux de la section. De la section et le changement de volume net associé est

$$\Delta Q \Delta t = (\partial Q / \partial x) \Delta x \Delta t \quad \text{Eq 0-3}$$

L'équation qui gouverne la variation du trait de côte ne prend pas en considération la description du fond bathymétrique, hypothèse du profil de plage constant. Par conséquent ; pour les besoins de calcul du transport sédimentaire, la forme du profil est définie par le modèle empirique de Bruun (1954) et Dean (1977) (Hanson and Kraus, 2011)

La deuxième équation estime le taux du transport sédimentaire longshore, c'est une formule prédictive empirique qui s'exprime comme suit :

$$Q = H_{sb}^2 C_{gb} (a_1 \sin 2\alpha_b - a_2 \cos \alpha_b \frac{dH_{sb}}{dx}) \quad \text{Eq 0-4}$$

Le premier terme correspond à équation de prédiction du transport longshore induit par le déferlement des ondes d'incidence oblique ; à savoir l'équation CERC. Le second terme est utilisé pour décrire le gradient induit parallèlement la côte suite du déferlement de la vague ; ce gradient est l'origine du mécanisme du transport sédimentaire longshore.

$H_{sb}$  hauteur significative de la vague au déferlement ;  $\rho$  densité d'eau de mer ;  $\rho_s$  densité du sédiment.  $\alpha_b$  angle d'incidence de la vague au déferlement and  $C_{gb}$  vitesse de groupe au point de déferlement.

$a_1$  et  $a_2$  sont des paramètres adimensionnels exprimés par :

$$a_1 = \frac{K_1}{16 \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - n) \tan(\beta) (1.416)^{\frac{5}{2}}}$$

$$a_2 = \frac{K_2}{8 \left( \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) (1 - n) \tan(\beta) 1.416^{\frac{7}{2}}}$$

### VI.3 Fichiers d'entrée et de sortie GENESIS:

**NB : la source de base pour l'apprentissage du GENESIS est le rapport technique établi par (Hanson and Kraus, 1989)**

#### VI.3.1 Fichiers d'entrée et Informations requises

- **Start.ext** : Nombre et taille des cellules de la grille ; pas de temps et durée de la simulation ; diamètre du grain, hauteur de la berme ; paramètres empiriques pour la calibration  $K_1$  et  $K_2$  ; autres informations sur les structures côtières existantes, les ; le rechargement artificiel, etc.
- **Shorl.ext** : Configuration initiale du trait de côte

- **Shorm.ext** : Forme du trait de côte mesurée après un nombre d'années défini par l'utilisateur.
- **Waves.ext** : Informations sur les vagues au large
- **Seawl.ext** : Indications sur les cellules près des murs

### VI.3.2 Fichiers de sortie Informations requises

- **Setup.ext** Position du trait de côte après chaque année de simulation ; erreurs de simulation ; paramètres de calibrage ; bilan sédimentaire dans l'unité physiographique
- **Output.ext** Position du trait de côte après chaque simulation annuelle ; bilan sédimentaire dans chaque cellule de la grille ; direction moyenne des vagues ; bilan sédimentaire dans l'unité physiographique
- **Shorc.ext** Position du trait de côte à la fin de la simulation

### VI.4 Paramétrisations du fichier Start :

Le modèle Genesis a été appliqué pour le cas de la baie de Boumerdès, ce littoral abrite 3 ouvrages, d'est vers l'ouest, un épi en T et deux épis simples. Le modèle considère les épis simples et courts comme étant ouvrage non diffractant. Pour introduire l'épi en T, le modèle considère la partie perpendiculaire à la côte comme un épi diffractant rattaché à un brise-lame détaché dont sa paramétrisation s'effectue sur une section indépendante.

La période couverte a été défini comme longue période, de 2011 à 2017, ce choix a été contraint par l'extraction du trait de côte à partir de Googlemap. Les données de vagues ont été considérées celle du large avec un pas de temps de 3h. Le trait de côte a été subdivisé en 151 cellules d'une largeur de 20m.

Dans le volet de Paramétrisations des ouvrages de protection ; 3 conceptions ont été établies pour que le modèle a pu être lancé ; pour chaque conception plusieurs scenarii ont été testés en faisant varier le coefficient adimensionnel K

- Conception 1 : épi simple à l'ouest +épi T
- Conception 2 : épi simple à centre +épi T
- Conception 3 : épi simple à l'ouest +épi centre + brise-lame (partie longitudinale de l'épi en T)

Le modèle n'a pas pu prendre en compte les trois épis en même temps. Quant à la description du fond, le modèle requiert l'information concernant le  $D_{50}$ , la profondeur de fermeture  $D_c$ , la hauteur de la berme  $D_B$  et la pente tang  $\beta$  définie par l'équation (I-1).

### VI.5 Résultats et Discussion :

Les résultats montrent qu'en dépit de non-intégration de toutes les structures, le modèle a tout de même montré une tendance positive de la reconstitution du trait de côte final en dehors de la partie qui désigne le rocher noir.

Nous avons remarqué que pour chaque conception, il existe un résultat qui se rapproche du trait de côté attendu ; ce résultat se caractérise par un coefficient  $k_1$  spécifique à chaque conception ; ceci rejoint ce qui a été soulevé dans la bibliographie (Gravens et al., 1991; Hanson,

1987; Hanson and Kraus, 1989; Hanson and Kraus, 2011) ou les auteurs indiquent qu'il est nécessaire d'effectuer plusieurs tests de calibration de K, car ce dernier varie considérablement d'un site à un autre, ils suggèrent même la fragmentation du linière côtier lorsqu'il est impossible d'intégrer toutes les structures ; cet aspect a fait que le modèle soit désigné comme défaillant par la discussion de (Young et al., 1995) même si l'étude n'a ciblé qu'un seul site.

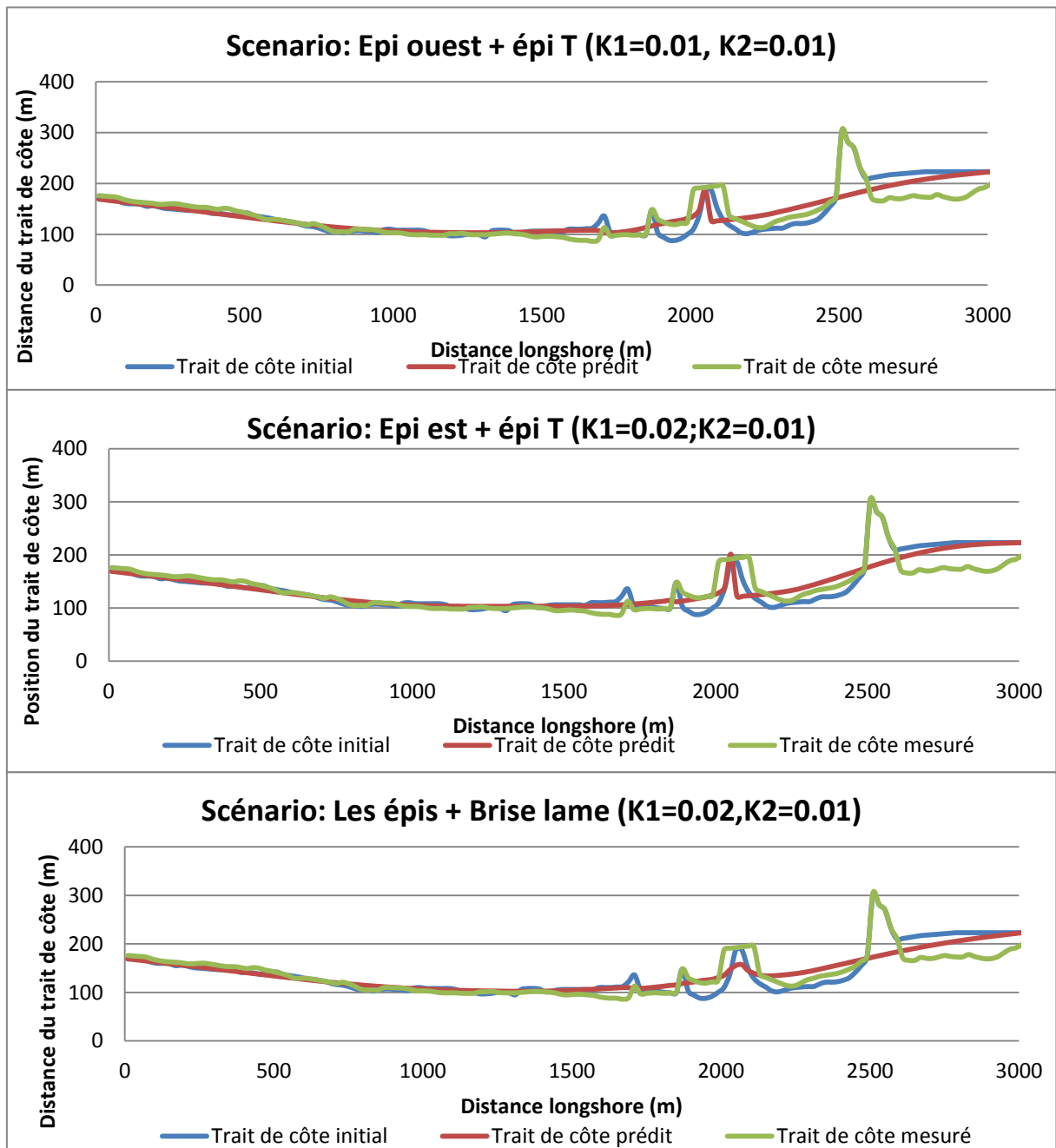


Figure 0-2 : Projection des traits de côtes prédits présentant l'erreur la moins importante pour les trois conceptions.

Cette étude est désignée comme étant qualitative dont les résultats présentés ci-dessous montrent la variabilité du comportement évolutif du trait de côte pour les 3 conceptions ; nous avons aussi constaté un effet de la longueur du trait de côte.

La pertinence de la formule CERC n'a pas pu être évaluée, la formule CERC n'ayant pas été la plus favorable par rapport aux résultats du chapitre III ; par cause de sa meilleure prédiction dans les épisodes de tempêtes ; a permis de reproduire approximativement l'évolution de ligne de côte. Le meilleur pourcentage d'erreur estimé sur la base de l'erreur RMSE estimée indique une erreur de 17.5% et un coefficient de détermination de 0.64 pour un coefficient  $K1=0.02$  et  $K2=-0.01$  de la 3<sup>e</sup> conception. Les deux autres conceptions présentent l'erreur la moins importante pour la même valeur de  $K1$  et  $K2$ . Le modèle présente de meilleures corrélations près des ouvrages.

### **Conclusion**

En dépit de la non-considération du modèle de tous les ouvrages de protection ensembles et de son incapacité à distinguer les structures rocheuses, telles que le rocher Noir, la modélisation de l'évolution du trait de côtes ne peut donc pas être reproduite convenablement. Néanmoins, les différentes tentatives nous ont permis de tirer des conclusions qui rejoignent les réflexions établies par des travaux antérieurs d'une part ; d'autre part, nos observations ouvrent un axe d'investigation pour tester le modèle sur une échelle spatiale plus large avec des données d'entrée plus détaillées. Comme dans le cas, des données de houles considérées approximativement au large devraient être prises en considération un peu plus près de la côte.

# Conclusion

Le littoral constitue un environnement fragile et complexe qui regorge de ressources socio-économiques ; la côte sableuse en particulier recueille une forte activité principalement en été, ou elle accueille plusieurs aménagements et modifications qui font varier son budget sédimentaire. Cette anthropisation fait varier le comportement et les interactions entre les forçages météo-marins et la composante morphologique anthropisée ce qui crée un déséquilibre dans la balance de conservation du patrimoine sédimentaire. Il est donc nécessaire d'étudier les processus mis en jeu dans cette dynamique afin d'appréhender les problèmes que peut subir la côte sableuse.

Au terme de ce travail nous rappelons que le choix de nos zones d'études s'est effectué, d'une part, par rapport à leurs différences des caractéristiques morphologiques; et d'autre part du fait de leur proximité qui a posteriori laissait croire que les processus morpho-sédimentaires de ces zones sur une échelle régionale devaient probablement répondre aux mêmes forçages hydrodynamiques et de la même manière ! Cette recherche devait aussi contribuer à la mise en place d'une méthode d'étude optimale. C'est sur volet que cette étude a principalement contribué en se basant sur différentes approches méthodologiques : méthodes numériques, empiriques, expérimentales ou bien en combinant l'empirique au numérique. L'étude avait aussi comme objectif de quantifier les grandeurs de la capacité du taux de transport au cours de différents états de la mer.

Cette étude nous a donc permis de visualiser le comportement du système morphodynamique sur une échelle des processus à une échelle dynamiques. Nous avons pu étudier le comportement des côtes face aux forçages naturels pour plusieurs scénarii, en combinant le modèle numérique au modèle empirique confronté aux mesures in situ dans le chapitre III et en faisant appel à la modélisation morphodynamique 2D sur un plan horizontal et vertical dans le chapitre IV. Les résultats exprimant les tendances sédimentaires ont été appuyés par l'étude de la cinématique du trait de côte via l'outil SIG; ainsi que par un essai sur le modèle GENESIS qui combine l'évolution du trait de côte au transport longshore.

Le chapitre des généralités sur nos zones d'études nous a permis de connaître le contexte d'étude définie par la nature morphologique des sites d'intérêts ; les pressions et les enjeux de chaque site d'étude font que ce dernier réagisse différemment aux forçages anthropiques et naturels. La caractérisation nous a aussi permis de construire une base de données pour le paramétrage des modèles.

Dans le chapitre III, pour la quantification du taux de transport longitudinal par les formules empiriques, nous avons fait le choix de modéliser le plan de propagation des houles par le modèle SWAN ; ce choix a été principalement défini pour son coût de calcul en termes de temps de calcul vu le nombre de scénarii  $\approx 480$  cas de houles morphologiques pour l'ensemble des zones. L'exécution du modèle s'est faite en mode stationnaire sur une grille régulière. La simplicité des fichiers de sortie nous a permis une meilleure manipulation pour le traitement des résultats afin de les injecter dans le modèle LITTORAL, dans le but de quantifier le transport longshore, afin d'avoir une grandeur sur les profils définis. Les volumes considérés ( $m^3/an$ ) sont ceux calculés par la formule de Kamphuis modifiée par Milhomens

(2013) :  $-2.2E+04$  ;  $-1.0E+05$  ;  $-3.0E+04$  ;  $-5.9E+04$  ;  $-6.9E+04$  ;  $-7.9E+04$  ;  $3.7E+04$  ;  $3.5E+04$  ;  $-2.9E+04$  ;  $-8.7E+03$  ;  $1.2E+04$  ;  $-3.0E+04$  ;  $1.3E+04$  ; indiquant respectivement Boumerdes, El djamila (6 profils) et El Hamdania (6 profils). Le travail fait sur le terrain a permis d'orienter la désignation de la formule empirique qui serait la plus adéquate au littoral étudié ; la formule de Kamphuis modifiée par Milhomens et al.(2013) a présenté une meilleure corrélation pour des conditions de faibles à moyennes amplitudes. Pour une meilleure évaluation, une série de mesures régulières devrait être effectuée dans l'objectif de se positionner au choix de l'équation, mais aussi dans le but de la calibrer.

Nous avons tout aussi exploité les résultats du SWAN pour la désignation saisonnière du morphotype des plages qui présentent principalement, deux morphotypes : intermédiaires et complètement dissipative.

Le chapitre 4 avait l'objectif de définir le comportement morphodynamique des cotes étudiées en cas de tempêtes ; le choix s'est porté sur l'étude des événements exceptionnels qui ont été définis par les méthodes statistiques pour l'analyse des événements extrêmes (POT et GEV); cette dernière a abouti à la désignation de 5 à 8 tempêtes exceptionnelles : cinquantennale, trentennale, décennale, quinquennale et biannuelle. Nous avons remarqué que la vulnérabilité de la côte diffère d'un site d'études à un autre ; nous avons pu constater que la période retour d'un événement exceptionnel n'est pas la même entre le rivage voisin d'où la désignation de cellule sédimentaire soit importante. Le transport engendré par les tempêtes sur la côte de Boumerdes est de l'ordre de  $0.0002 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  à  $0.0004 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  dont le volume total transporté au cours des tempêtes est en moyenne de  $100 \text{ m}^3$ ; à el Hamdania le taux moyen est de  $0.0003 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  et peut même atteindre  $0.0007 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m.L}$  ; par contre le volume moyen du sédiment transporté lors des tempêtes est de  $50 \text{ m}^3$  dans la baie d'el Djamila; les taux de transport sont de moindres envergures, il peut s'expliquer par les faibles pentes de profil en plus de l'orientation des sections du trait de côte; ce qui fait que les ondes qui l'abordent subissent une réfraction importante qui diminuerait de leur énergie et ainsi leur capacité de transport sédimentaire. Le volume total transporté au cours des tempêtes est en moyenne de  $61 \text{ m}^3$ .

Les résultats obtenus dans le chapitre 5, analyse de la cinématique du trait de côte, montrent une tendance majoritairement érosive de modérée à sévère, ce constat s'explique et se superpose avec les tendances du comportement hydrodynamique des côtes. Dans baie d'El-Djamila la zone la plus vulnérable est la zone centrale et qui est la plus exposée aux différents états de houles. Au niveau d'El Hamdania la zone aux extrémités d'oued Hachem est la plus érodée; ceci pourrait être dû au fait que la diffraction due au cap et la réfraction tardive induite par les grands fonds font que l'énergie tangentielle au cap et concentrée induit un fort hydrodynamisme; ce qui pourrait induire une mobilisation importante des sédiments ; s'ajoute à ce la diminution considérable d'apport sédimentaire par l'oued Hachem depuis la construction du barrage Boukerdene.

L'hydrologie est un facteur de morphogenèse qui intervient dans la dynamique sédimentaire comme étant un élément source de sédiments qui devrait être pris en considération pour l'étude de la dynamique du budget sédimentaire. Mais pour cette étude, cet

élément a été pris en considération qualitativement et non quantitativement ou il peut avoir un apport considérable à l'étude du système côtier sur tout lors de périodes de crue. Cette lacune est due au manque de données de mesures, néanmoins cela permet de définir de nouvelles perspectives de recherches pour l'étude de cet axe-là afin de combler ces manques de données.

Ce travail qui principalement nous a permis de dresser une méthodologie d'étude, il n'en demeure pas moins perfectible et nécessite d'autres investigations afin de remédier aux limites des modèles. Les observations tirées de la modélisation qu'elle soit horizontale ou verticale restent hypothétiques, elles ouvrent un axe d'investigation sur le terrain qui devrait être effectuée ultérieurement. En ce qui concerne le modèle Petra en dépit de sa description des processus cross shore, il présente la lacune de ne pas prendre en considération l'hétérogénéité de la nature du fond.

Toutefois les limites des modèles numériques et le manquement de données ont soulevé quelques manquements qui auraient pu apporter un enrichissement et auraient diminué l'incertitude tel que :

- La disponibilité des données topographiques bathymétriques à plusieurs dates aurait permis de mieux visualiser l'impact des tempêtes sur le fond est sur les ouvrages implantées.
- L'indisponibilité des enregistrements holographiques et courantologies.
- Le cout élevé des supports photographiques et satellitaires

Les axes abordés le long de cette recherche qui concernent l'étude des processus qui interviennent dans la dynamique du transport sédimentaire ont montré qu'ils peuvent être intégrés à plusieurs échelles d'études ; ce qui offre à cette recherche des perspectives à moyen terme: d'aller vers des échelles plus réduites dans le temps et plus larges spatialement afin d'adapter au mieux les modèles étudiés sur une plus large frange littorale.

Pour ce faire la calibration et la validation des modèles de tempête nécessitent de longues séries de mesures structurées : échantillonnages, levé topobathymétrique surtout en ce qui concerne les enregistrements des variations du niveau de la mer. Il est aussi nécessaire de travailler sur le développement et/ou l'adaptation d'un nouveau concept pour la quantification du transport sédimentaire au cours de différentes conditions d'énergie; pour se faire il est indispensable de planifier une série de mesures sur le terrain en déployant les pièges à sédiments sur une échelle mensuelle à saisonniers sur un linéaire côtier étendu qui renferme plusieurs cellules sédimentaires, dans le but de calibrer et valider les modèles empiriques a notre site d'intérêt et d'établir le budget sédimentaire.

En ce qui concerne l'axe soulevant de la cinématique du trait de côte et l'excursion horizontale de la mer sur la plage ; il devrait faire l'objet d'un plan de suivis et de mesures sur

le terrain en plus de la détection des traits de côte ancien par les méthodes de télédétection tel que le machine Learning en collaborant avec d'autres chercheurs.

Les investigations effectuées à travers les modèles utilisés ouvrent une perspective à long terme pour la construction d'une base de données intégrée à un modèle morphologique, cette perspective nécessite la collaboration de plusieurs équipes.

Les apprentissages tirés de cette recherche visent à contribuer à la mise en place d'un potentiel observatoire et la création d'un réseau de surveillance qui opère sur une fréquence mensuelle ou saisonnière. Le nombre important de résultats obtenus au cours de cette recherche pourrait contribuer à la création d'un atlas.

# Bibliographie

A.N.R.H., (2004) Carte du réseau Hydroclimatologique et de surveillance de la qualité des eaux du nord de l'Algérie.

A.N.R.H., (2005) carte des pluies moyennes annuelles du nord de l'Algérie, Institut National de Cartographie et de Télédétection.

Adams, P.N., Inman, D.L., Lovering, J.L. (2011) Effects of climate change and wave direction on longshore sediment transport patterns in Southern California. *Climatic Change* 109, 211-228.

Aernouts, D., Héquette, A. (2006) l'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le xxe siècle (Pas-de-Calais, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 12, 49-64.

Ahrens, J.P. (2000) A fall-velocity equation. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 126, 99-102.

Akaike, H., (1973) Information theory and an extension of the maximum likelihood principle, Second International Symposium on Information Theory, Akademiai Kiado, Budapest, pp. 267–281.

Akpınar, A., van Vledder, G.P., Kömürcü, M.İ., Özger, M. (2012) Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea. *Continental Shelf Research* 50, 80-99.

Al Sid Chikh, S., (2011) Etude de protection de la plage de Palm Beach-azur contre l'érosion. Magistère. L'Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.

Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Anthony, E., Barusseau, J.-P. (2015) longshore variability of beach states and bar types in a microtidal, storm-influenced, low-energy environment. *Geomorphology* 241, 175-191.

Ali, R., Nechimi, M., Haddad, M., Maârouf, S., Benkouider, T. (2016) Traitement du signal marégraphique par analyse harmonique pour la détermination d'une référence altimétrique pour l'Algérie. *Bulletin des Sciences Géographiques* 19, 2-10.

Amarni, N., (2021) Utilisation de la géomatique pour l'étude des risques côtiers dans la zone centre Algérienne (littoral de Cherchell). Thèse de doctorat. L'Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.

Amarouche, K., (2019) Méthodologie pour la localisation des zones de forte énergie houlomotrice en combinant les modèles numériques et les observations in-situ. Thèse de doctorat. L'Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral

- Amarouche, K., Akpınar, A., Bachari, N.E.I., Çakmak, R.E., Houma, F. (2019) Evaluation of a high-resolution wave hindcast model SWAN for the West Mediterranean basin. *Applied Ocean Research* 84, 225-241.
- Amrouni, O., (2008) Morphodynamique d'une plage sableuse microtidale à barres: côte nord de Mahdia (Tunisie orientale). Thèse doctorat. Faculté des Sciences El Manar, 297p.
- Amrutha, M., Kumar, V.S., Sandhya, K., Nair, T.B., Rathod, J. (2016) Wave hindcast studies using SWAN nested in WAVEWATCH III-comparison with measured nearshore buoy data off Karwar, eastern Arabian Sea. *Ocean Engineering* 119, 114-124.
- Arnaud, G., (2016) Houle à la côte Propagation, impacts et ouvrages innovants. Université de Toulon.
- Ayadi, K., (2016) Les variations historiques de la ligne du rivage, érosion cotière dans la baie de Bejaia : modélisation des transports sédimentaires en mer et impacts des ouvrages de protection sur la côte, FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, GEOGRAPHIE ET AMENAGEMENT DU TERRITOIRE, (FSTGAT). Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène, p. 317.
- Ayadi, K., Boutiba, M., Sabatier, F., Guettouche, M.S. (2016) Detection and analysis of historical variations in the shoreline, using digital aerial photos, satellite images, and topographic surveys DGPS: case of the Bejaia bay (East Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* 9, 26.
- Ayouaz, A., Haddad, M., Taibi, H. (2016) Analyse et prévision des marées à partir des observations du marégraphe d'Alger. *Bulletin des Sciences Géographiques* 19, 11-16.
- Battjes, J., Stive, M. (1985) Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 90, 9159-9167.
- Battjes, J.A., Janssen, J., (1978) Energy loss and set-up due to breaking of random waves, *Coastal Engineering* 1978, pp. 569-587.
- Benassai, G. (2006) Introduction to coastal dynamics and shoreline protection. Wit Press.
- Bengoufa, S., (2021) Apport des techniques de télédétection à l'étude des risques côtiers (cas de la côte ouest Algérienne). Thèse de Doctorat. École Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.
- Bengoufa, S., Niculescu, S., Mihoubi, M.K., Belkessa, R., Rami, A., Rabehi, W., Abbad, K. (2021) Machine learning and shoreline monitoring using optical satellite images: case study of the Mostaganem shoreline, Algeria. *Journal of applied remote sensing* 15, 026509.
- Birkemeier, W.A. (1985) Field data on seaward limit of profile change. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 111, 598-602.

- Blaise, E., (2017) Etude des dynamiques du trait de côte de la région Bretagne à différentes échelles spatio-temporelles. Brest.
- Blanpain, O., (2009) Dynamique sédimentaire multiclasse: de l'étude des processus à la modélisation en Manche.
- Booij, N., Holthuijsen, L., Ris, R., (1997) The "SWAN" wave model for shallow water, Coastal Engineering 1996, pp. 668-676.
- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H. (1999) A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. Journal of Geophysical Research: Oceans 104, 7649-7666.
- 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 Reghaïa.
- Bougherira, A., Ghodbani, T., Kouti, A. (2020) Contemporary geomorphic evolution of Falcon Cape sandy coastline (Oran, Algeria): geographical information system (GIS)-based approach. Arabian Journal of Geosciences 13, 1-16.
- Bouhmadouche, M., (2012) Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la grande baie de Zemouri (Cap-Matifou Cap-Djinet).
- Bouhmadouche, M., Hemdane, Y. (2016) Erosion of a sandy coast: continuous follow-up of the coastal groynes of protection in Boumerdes (Algeria). Environmental Earth Sciences 75, 866.
- Boutiba, M., (2006) Géomorphologie dynamique et mouvements des sédiments le long de la cote sableuse jijelienne (Est Algérie), Géomorphologie. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene.
- 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. European Journal of Scientific Research 48, 361-369.
- Boutiba, M., Zaourar, N., Guettouche, M.S., Briqueu, L. (2009) Analyse par ondelettes des variations historiques de la ligne de rivage entre l'oued Réghaïa et l'oued Mazafran (Wilaya d'Alger). Bulletin du Service Géologique National 20, 124-134.
- BRGM, E.E.I.-I., (2012) Phase 1 – Evaluation et représentation des sources de vulnérabilité, Etude sur la vulnérabilité et l'adaptation de la Wilaya d'Alger au changement climatique et aux risques naturels.
- C.E.R.C. (1973) Shore protection manual. US Army Coastal Engineering Research Center.
- Caires, S. (2016) A comparative simulation study of the annual maxima and the peaks-over-threshold methods. Journal of Offshore Mechanics and Arctic Engineering 138.

- Cañellas, B., Orfila, A., Méndez, F.J., Menéndez, M., Gómez-Pujol, L., Tintoré, J. (2007) Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels around the Balearic Sea (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, 329-333.
- Carter, R.W.G. (1988) *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological, and cultural systems of coastlines*. ACADEMIC PRESS LIMITED.
- Cartier, A., (2011) Évaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas de Calais: vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales.
- Cartier, A., Héquette, A. (2015) Vertical distribution of longshore sediment transport on barred macrotidal beaches, northern France. *Continental Shelf Research* 93, 1-16.
- Cartier, A., Larroudé, P., Héquette, A., (2013) Longshore sediment transport measurements on sandy macrotidal beaches compared with sediment transport formulae, *Sediment Transport Processes and Their Modelling Applications*. Intechopen.
- Castellanos O. F., M'inguez R., Tom'as A., M'endez F. J., (2012) "AMEVA, a user friendly toolbox to analyze statistically environmental variables" *Jornadas sobre cambio climático y comunicación*. GRACCIE, Espagne.
- Castelle, B., (2004) Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle: application à la côte aquitaine. *Bordeaux 1*.
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Ferreira, S., Parisot, J.-P., Capo, S., Senechal, N., Chouzenoux, T. (2014) Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach. *Marine geology* 347, 85-94.
- Castelle, B., Masselink, G. (2023) *Morphodynamics of wave-dominated beaches*. Cambridge Prisms: Coastal Futures, 1-32.
- Center, C.E.R. (1984) *Shore protection manual*. Department of the Army, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers
- CES-MED, E.C.S.M., (2015) algériecomme de boumerdèsplan d'action en faveur de l'énergie durable (PAED).
- Chaibi, M., Malek, H.A., Charif, A., Ougougdal, M.A., Maanan, M. (2013) Étude de l'évolution du littoral de la baie d'El Jadida (Maroc) par photo-interprétation. *Afrique Science: Revue Internationale des Sciences et Technologie* 9, 23-34.
- Ciortan, R., Mezouar, K., Boukhemacha, M.A., Paduraru, G. (2008) Measurement and estimation of the longshore sediment transport Boumerdes coast, Algeria. " Ovidius" University Annals Constantza. Series Civil Engineering 1, 35.
- Coles, S., Bawa, J., Trenner, L., Dorazio, P. (2001) *An introduction to statistical modeling of extreme values*. Springer.

- Courtaud, J., (2000) Dynamiques géomorphologiques et risques littoraux: cas du tombolo de Giens (Var, France méridionale).
- Daeden, J., (2015) Analyse des pressions anthropiques sur l'environnement littoral européen et français.
- Dahmani, A.E.A., Mezouar, K., Salem Cherif, Y., Sallaye, M. (2021) Coastal processes and nearshore hydrodynamics under high contrast wave exposure, Bateau-cassé and Stamboul coasts, Algiers Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 250, 107169.
- Daoudi, M., Guendouz, M., (2010) Impact de l'anthropisation sur l'évolution actuelle des plages du Sahel ouest Algérois" cas de la baie d'El Djamila".
- Davidson-Arnott, R. (2010) Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge University Press.
- De Vriend, H., Stive, M. (1987) Quasi-3D modelling of nearshore currents. *Coastal Engineering* 11, 565-601.
- De Vriend, H.J., Capobianco, M., Chesher, T., De Swart, H.d., Latteux, B., Stive, M. (1993) Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. *Coastal Engineering* 21, 225-269.
- Dean, R.G., Dalrymple, R.A. (2004) Coastal processes with engineering applications. Cambridge University Press.
- Dean, R.G., Maurmeyer, E., (2018) Models for beach profile response, *Handbook of coastal processes and erosion*. CRC Press, pp. 151-166.
- Deigaard, R., Fredsøe, J., Hedegaard, I.B. (1986) Mathematical model for littoral drift. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 112, 351-369.
- Deshoulières, A., (2009) Prédiction des Pentes de Plage et Estimation Statistique Mondiale. SHOM.
- Desmazes, F., (2005) Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine: exemple de la plage du Truc Vert. Bordeaux 1.
- DHI, (2016a) MIKE 21 & MIKE 3 FLOW MODEL FM - Hydrodynamic and Transport Module -Scientific Documentation., Denmark.
- DHI, (2016b) MIKE 21 & MIKE 3 FLOW MODEL FM Sand Transport Module module Scientific Documentation, Denmark.
- DHI, (2016c) MIKE 21 Spectral Wave Module Scientific Documentation.

Dingler, J.R., (2005) Beach processes, in: Schwartz, M.L. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer ed, pp. 161-168.

Dissanayake, P., Wurpts, A. (2013) Modelling an anthropogenic effect of a tidal basin evolution applying tidal and wave boundary forcings: Ley Bay, East Frisian Wadden Sea. *Coastal Engineering* 82, 9-24.

Domzig, A., (2006) Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Brest.

Doranzo, D.M., Dellino, P. (2013) Hydraulics of subaqueous ash flows as deduced from their deposits: 2. Water entrainment, sedimentation, and deposition, with implications on pyroclastic density current deposit emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 258, 176-186.

Douglas, B.C., Crowell, M. (2000) Long-term shoreline position prediction and error propagation. *Journal of Coastal Research*, 145-152.

Dubarbier, B., (2014) Modélisation numérique de l'évolution des profils de plages sableuses dominées par l'action de la houle. Université de Bordeaux.

Durafour, M., (2014) Dynamique sédimentaire en zone cotière dans le cas de sédiment hétérogènes : Application au domaine côtier haut-normand, Laboratoire Ondes et Milieux Complexes - UMR CNRS. Université Du Havre.

Elias, E., Cleveringa, J., Buijsman, M., Roelvink, J., Stive, M. (2006) Field and model data analysis of sand transport patterns in Texel Tidal inlet (the Netherlands). *Coastal Engineering* 53, 505-529.

Etienne, L., (2014) Accentuation récente de la vulnérabilité liée à la mobilité du trait de côte et à la salinisation des sols dans l'archipel de Kerkennah (Tunisie). Université Paris Diderot (Paris 7) Sorbonne Paris Cité; Université de Sfax ....

Filipot, J.-F., Ardhuin, F., Magne, R., (2010) Validation d'un terme source de dissipation par déferlement applicable du large à la côte, in: CFL, P. (Ed.), *xièmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil*.

Fontoura, J.A., Almeida, L.E., Calliari, L.J., Cavalcanti, A.M., Möller Jr, O., Romeu, M.A.R., Christófaro, B.R. (2012) Coastal hydrodynamics and longshore transport of sand on Cassino Beach and on Mar Grosso Beach, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research* 29, 855-869.

Giuliano, J.r.m., (2015) Érosion des falaises de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur: évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée: télédétection, géochronologie, géomorphologie. Université Nice Sophia Antipolis.

Goda, Y. (2000) *Random seas and design of maritime structures*. World Scientific Publishing Company.

- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Alvarez-Ellacuria, A., Méndez, F.J., Medina, R., Tintoré, J. (2007) Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. *Marine geology* 242, 235-246.
- Gorrell, L., Raubenheimer, B., Elgar, S., Guza, R. (2011) SWAN predictions of waves observed in shallow water onshore of complex bathymetry. *Coastal Engineering* 58, 510-516.
- Grasso, F., Michallet, H., Barthélemy, E. (2011) Sediment transport associated with morphological beach changes forced by irregular asymmetric, skewed waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116.
- Gravens, M.B., Kraus, N.C., Hanson, H., (1991) GENESIS: Generalized Model for Simulating Shoreline Change. Report 2. Workbook and System User's Manual. COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS.
- Grimes, S., (2013) Strategie nationale de gestion intégrée des zones cotieres en Algerie; Rapport phase 1: Bilan et Diagnostic, synthese. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Alger.
- Groenewoud, P., de Valk, C., Williams, M. (2017) Overview of the Service and Validation of the Database. Reference: RP\_A870.
- Guemache, M. (2010) Evolution géodynamique des Bassins sismogènes de l'algérois (Algérie): Approche pluridisciplinaire (méthodes géologiques et géophysiques). Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Bab Ez Zouar, Algiers, Algeria, 294.
- Guemache, M., Djellit, H., Ymmel, H., Gharbi, S., Dorbath, C. (2010) La faille post-astienne de Bouinan-Soumâa (région de Blida, bordure sud du bassin de la Mitidja, Algérie): expression néotectonique et implication dans l'évaluation de l'aléa sismique. *Bulletin du Service Géologique National* 21, 75-94.
- Hallermeier, R.J., (1978) Uses for a calculated limit depth to beach erosion, *Coastal Engineering* 1978, pp. 1493-1512.
- Hallermeier, R.J. (1980) A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4, 253-277.
- Hallermeier, R.J. (1981) Terminal settling velocity of commonly occurring sand grains. *Sedimentology* 28, 859-865.
- Hamad, N., Millot, C., Taupier-Letage, I. (2005) A new hypothesis about the surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 66, 287-298.
- Hanson, H. (1987) GENESIS: A generalized shoreline change numerical model for engineering use. Department of Water Resources Engineering, Lund University, Institute of Science and Technology.

- Hanson, H. (1989) GENESIS: a generalized shoreline change numerical model. *Journal of Coastal Research*, 1-27.
- Hanson, H., Kraus, N.C., (1989) GENESIS: Generalized Model for Simulating Shoreline Change. Report 1. Technical Reference. Coastal Engineering Research Center Vicksburg MS.
- Hanson, H., Kraus, N.C. (2011) Long-Term Evolution of a Long-Term Evolution Model. *Journal of Coastal Research* 2011, 118-129, 112.
- Harbi, A., Maouche, S., Vaccari, F., Aoudia, A., Oussadou, F., Panza, G., Benouar, D. (2007) Seismicity, seismic input and site effects in the Sahel—Algiers region (North Algeria). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 27, 427-447.
- Hegewisch, K.C., Abatzoglou, J.T., (2020) Hegewisch, K.C. and Abatzoglou, J.T.. 'Data Download' web tool. NW Climate Toolbox (<https://climatetoolbox.org/>), version 2020-04-17.
- Holthuijsen, L.H. (2010) *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge university press.
- Hoque, M.A., Perrie, W., Solomon, S.M. (2017) Evaluation of two spectral wave models for wave hindcasting in the Mackenzie Delta. *Applied Ocean Research* 62, 169-180.
- Houma-Bachari, F., (2009) Modélisation et cartographie de la pollution marine et de la bathymétrie à partir de l'imagerie satellitaire. Paris Est.
- Hsu, T.-W., Ou, S.-H., Liao, J.-M. (2005) Hindcasting nearshore wind waves using a FEM code for SWAN. *Coastal Engineering* 52, 177-195.
- Infoplaza, (2017) [www.waveclimate.com](http://www.waveclimate.com). Infoplaza.
- Janssen, P.A. (1991) Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *Journal of physical oceanography* 21, 1631-1642.
- Jarry, N., (2009) Etudes expérimentales et numériques de la propagation des vagues au-dessus de bathymétries complexes en milieu côtier. Université du Sud Toulon Var.
- Jaud, M., (2011) Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale. Université de Bretagne occidentale-Brest.
- Juigner, M., (2017) La géomatique au service de l'observation du trait de côte-Contribution à l'étude des aléas côtiers sur les littoraux dunaires de la région Pays de la Loire (France). Université de Nantes.
- Hegewisch, K. C., & Abatzoglou, J. T. (2020). Data download'web tool. NW Climate Toolbox.
- Kaminsky, G.M., Kraus, N.C., (1993) Evaluation of depth-limited wave breaking criteria, *Ocean Wave Measurement and Analysis*. ASCE, pp. 180-193.

- Kamphuis, J.W. (1991) Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 117, 624-640.
- 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). *Ocean & coastal management* 132, 46-58.
- Khalfani, D., (2014) Etude hydro-sédimentaire à l'avant cote de Cap Djinet, Wilaya de Boumerdes. Magistère. L'Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.
- Khalfani, D., Boutiba, M. (2019) Longshore sediment transport rate estimation near harbor under low and high wave-energy conditions: fluorescent tracers experiment. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 145, 04019015.
- Khalifa, M., Ganainy, M.E., Nasr, R. (2009) Wave transformation and longshore sediment transport evaluation for the Egyptian northern coast, via extending modern formulae. *Journal of Coastal Research*, 755-767.
- Komar, P.D. (1978) Relative quantities of suspension versus bed-load transport on beaches. *Journal of Sedimentary Research* 48, 921-932.
- Komar, P.D., (2018a) Beach processes and erosion - An introduction, in: Komar, P.D., Moore, R.J. (Eds.), *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. Crc Press.
- Komar, P.D., Gaughan, M.K., (1973) Airy wave theory and breaker height prediction, *Coastal Engineering* 1972, pp. 405-418.
- Komar, P.D., Inman, D.L. (1970) Longshore sand transport on beaches. *Journal of geophysical research* 75, 5914-5927.
- Komen, G., Hasselmann, K., Hasselmann, K. (1984) On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. *Journal of physical oceanography* 14, 1271-1285.
- Kraus, N.C. (1987) Application of portable traps for obtaining point measurements of sediment transport rates in the surf zone. *Journal of Coastal Research*, 139-152.
- Kraus, N.C., Larson, M., Wise, R.A., (1998) Depth of closure in beach-fill design. army engineer waterways experiment station vicksburg ms coastal and hydraulics lab.
- Kumar, V.S., Shanas, P., Dora, G.U., Glejin, J., Philip, S. (2017) Longshore sediment transport in the surf zone based on different formulae: a case study along the central west coast of India. *Journal of Coastal Conservation* 21, 1-13.
- Le Mauff, B., (2018) Les dynamiques hydro-sédimentaires du Goulet de Fromentine, de la Baie de Bourgneuf et des plages adjacentes.

- Leclaire, L. (1970) La sédimentation holocène sur le versant nord du bassin algéro-baléare (précontinent algérien). Thèse Science. Musée Nationale de l'Histoire Naturelle. Paris.
- Leclerc, J., Bellessort, B., Migniot, C., (1976) Action de la houle sur les sédiments. Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO).
- Li, F., Bicknell, C., Lowry, R., Li, Y. (2012) A comparison of extreme wave analysis methods with 1994–2010 offshore Perth dataset. *Coastal Engineering* 69, 1-11.
- Liu, J., Li, B., Chen, W., Li, J., Yan, J. (2022) Evaluation of ERA5 Wave Parameters with In Situ Data in the South China Sea. *Atmosphere* 13, 935.
- Louati, M., Zargouni, F. (2009) Modélisation topo-bathymétrique et transit sédimentaire. Exemple des plages sableuses de la baie de Tunis, Nord-Est de la Tunisie. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 15, 211-222.
- Louati, M., Zargouni, F. (2013) Le littoral entre l'actuelle embouchure de l'oued Miliane et Soliman, Tunisie. Analyse de l'évolution du trait de côte par photo-interprétation et système d'information géographique. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 19, 209-224.
- Loureiro, C., Ferreira, O.s., Cooper, J.A.G. (2013) Applicability of parametric beach morphodynamic state classification on embayed beaches. *Marine geology*.
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S. (2018) The State of the World's Beaches. *Scientific reports* 8, 6641.
- Mandang, I., Nur, A.A., (2017) A numerical simulation of wave and sediment transport in the balikpapan Bay, East Kalimantan, Indonesia, *AIP Conference Proceedings*. AIP Publishing, p. 070002.
- Manson, G. (2012) Configuration of Mike21 for the Simulation of Nearshore Storm Waves, Currents and Sediment Transport-Brackley Bight, Prince Edward Island. *Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada*.
- Marzougui, W., Oueslati, A. (2017) Les plages de la côte d'Ejjehmi-Soliman (golfe de Tunis, Tunisie): exemple d'accélération de l'érosion marine dans une cellule sédimentaire artificiellement tronçonnée. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, 21-41.
- Masselink, G., Austin, M., Scott, T., Poate, T., Russell, P. (2014) Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology* 226, 76-93.
- Mathiesen, M., Goda, Y., Hawkes, P., Mansard, E., Martin, M.H., Peltier, E., Thompson, E., Vledder, G.v. (1994) Recommended practice for extreme wave analysis. *J. Hydraulic Res., IAHR* 6, 803-814.

- Mazas, F., Hamm, L. (2010a) Théorie statistique du renouvellement pour la détermination des houles extrêmes. Partie 1: le point sur les méthodes disponibles. *La Houille Blanche*, 96-102.
- Mazas, F., Hamm, L. (2010b) Théorie statistique du renouvellement pour la détermination des houles extrêmes. Partie 2: illustrations sur sites. *La Houille Blanche*, 103-112.
- Mazas, F., Hamm, L. (2011) A multi-distribution approach to POT methods for determining extreme wave heights. *Coastal Engineering* 58, 385-394.
- Mccowan, J. (1891) VII. On the solitary wave. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* 32, 45-58.
- Menad, W., (2012) Risques de crue et de ruissellement superficiel en métropole méditerranéenne : cas de la partie ouest du Grand Alger, *Géographie. Université Paris-Diderot - Paris VII*.
- Méndez, F.J., Menéndez, M., Luceño, A., Losada, I.J. (2006) Estimation of the long-term variability of extreme significant wave height using a time-dependent peak over threshold (pot) model. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111.
- Méndez, F.J., Menéndez, M., Luceño, A., Medina, R., Graham, N.E. (2008) Seasonality and duration in extreme value distributions of significant wave height. *Ocean Engineering* 35, 131-138.
- Menéndez, M., Méndez, F.J., Izaguirre, C., Luceño, A., Losada, I.J. (2009) The influence of seasonality on estimating return values of significant wave height. *Coastal Engineering* 56, 211-219.
- Mezouar, k., (2009) Etude comparative entre les methodes de protection des deux littoraux Algerien et Roumain, *Géotechnique et Fondation Université Technique de construction de Bucarest*, p. 417.
- Mil-Homens, J., Ranasinghe, R., de Vries, J.v.T., Stive, M. (2013) Re-evaluation and improvement of three commonly used bulk longshore sediment transport formulas. *Coastal Engineering* 75, 29-39.
- Millot, C., (1989) La circulation générale en Méditerranée occidentale: Aperçu de nos connaissances et projets d'études, *Annales de géographie. JSTOR*, pp. 497-515.
- Mínguez, R., Tomás, A., Méndez, F., Medina, R. (2013) Mixed extreme wave climate model for reanalysis databases. *Stochastic environmental research and risk assessment* 27, 757-768.
- Mondon, E.A., Warner, P.S. (2012) Evaluation of a proposed solution to beach erosion at Negril. *Caribbean Journal of Earth Science* 43, 11-23.
- Nair, L.S., Sundar, V., Kurian, N. (2015) Longshore sediment transport along the coast of Kerala in southwest India. *Procedia Engineering* 116, 40-46.

- Naseef, T.M., Kumar, V.S., Joseph, J., Jena, B. (2019) Uncertainties of the 50-year wave height estimation using generalized extreme value and generalized Pareto distributions in the Indian Shelf seas. *Natural Hazards* 97, 1231-1251.
- Natesan, U., Parthasarathy, A., Vishnunath, R., Kumar, G.E.J., Ferrer, V.A. (2015) Monitoring longterm shoreline changes along Tamil Nadu, India using geospatial techniques. *Aquatic Procedia* 4, 325-332.
- Ojeda, E., Appendini, C.M., Mendoza, E.T. (2017) Storm-wave trends in Mexican waters of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17, 1305-1317.
- Otmani, H., (2020) Etude et évaluation de la vulnérabilité des systèmes côtiers dans la région algéroise. Thèse de Doctorat. Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.
- Otmani, H., Belkessa, R., Bengoufa, S., Boukhediche, W., Djerrai, N., Abbad, K. (2020) Assessment of shoreline dynamics on the Eastern Coast of Algiers (Algeria): a spatiotemporal analysis using in situ measurements and geospatial tools. *Arabian Journal of Geosciences* 13, 1-15.
- Pallares, E., Sánchez-Arcilla, A., Espino, M. (2014) Wave energy balance in wave models (SWAN) for semi-enclosed domains—application to the Catalan coast. *Continental Shelf Research* 87, 41-53.
- Paskoff, R. (1993) Les littoraux, impact des aménagements sur leur évolution. Masson.
- Pickands III, J. (1975) Statistical inference using extreme order statistics. *Annals of statistics* 3, 119-131.
- Pinardi, N., Masetti, E. (2000) Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 153-173.
- PNUE-PAM, C.A., (2005a) Activité: Protection des sites sensibles naturels marins du secteur Cap Djinet au Mont Chenoua Actions pilotes, plan d'action et recommandations.
- PNUE-PAM, C.A., (2005b) Activité: Protection des sites sensibles naturels marins du secteur Cap Djinet au Mont Chenoua Impacts des activités anthropiques, Programme d'Aménagement Côtier (PAC) "Zone côtière algéroise".
- PNUE/PAM/CAR/ASP, (2006) RAPPORT FINAL INTEGRE, Programme d'Aménagement Côtier (PAC) "Zone côtière algéroise".
- Power, H.E., (2020) Breaking waves, Sandy Beach Morphodynamics. Elsevier, pp. 103-130.

- Quinquis, M., (2017) Relations entre bassins versants et cellules sédimentaires littorales: les exemples du Maroc, de l'Algérie et de la Tunisie. Aix-Marseille.
- Rakha, K., Kamphuis, J. (1997) Wave-induced currents in the vicinity of a seawall. Coastal Engineering 30, 23-52.
- Reeve, D., Chadwick, A., Fleming, C. (2018) Coastal engineering: processes, theory and design practice, Third edition ed. CRC Press.
- Robinet, A., (2017) Modélisation de l'évolution long-terme du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Bordeaux.
- Roelvink, D., Reniers, A. (2011) A guide to modeling coastal morphology. World scientific.
- Rosati, J.D. (2005) Concepts in sediment budgets. Journal of Coastal Research 21, 307-322.
- Rosati, J.D., Gingerich, K.J., Kraus, N.C., (1990) Superduck surf zone sand transport experiment. COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS.
- Sabatier, F., (2001) Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. Aix-Marseille 3.
- Sabatier, F., Stive, M.J., Pons, F., (2005) Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated coast, Coastal Engineering 2004: (In 4 Volumes). World Scientific, pp. 2327-2339.
- Salas, J., Garcia-Ladona, E., Font, J. (2001) Statistical analysis of the surface circulation in the Algerian Current using Lagrangian buoys. Journal of Marine Systems 29, 69-85.
- Salem Cherif, Y., Mezouar, K., Guerfi, M., Sallaye, M. (2019) Nearshore hydrodynamics and sediment transport processes along the sandy coast of Boumerdes, Algeria. Arabian Journal of Geosciences 12, 800.
- Sallaye, M., (2021) Processus mis en jeu dans l'évolution morpho-dynamique de la baie de Zemmouri : modélisation hydro-sédimentaire et cinématique du trait de côte. Thèse de doctorat. Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.
- Sallaye, M., Mezouar, K., Cherif, Y.S., Dahmani, A.E.A. (2018) Morphological evolution of center Boumerdes in Zemmouri Bay (Algeria) from 1922 to 2017. Arabian Journal of Geosciences 11, 602.
- Sanchez-Arcilla, A., Jimenez, J.A., (1997) A Morphological "Mixed-Type" Model for the Ebro Delta Coast, Coastal Engineering 1996, pp. 2806-2819.
- Schwartz, M. (2006) Encyclopedia of coastal science. Springer Science & Business Media.

- Shanas, P., Kumar, V.S. (2014) Coastal processes and longshore sediment transport along Kundapura coast, central west coast of India. *Geomorphology* 214, 436-451.
- Soltane, L., (2017) Analyse des Valeurs Extrêmes en présence de censure. Université Mohamed Khider-Biskra.
- Soukissian, T., Karathanasi, F., Axaopoulos, P., Voukouvalas, E., Kotroni, V. (2018) Offshore wind climate analysis and variability in the Mediterranean Sea. *International Journal of Climatology* 38, 384-402.
- Soulsby, R. (1997) Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. Thomas Telford.
- Suanez, S., (1997) Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône. Aix-Marseille 1.
- Subhasish, D. (2014) Fluvial Hydrodynamics: Hydrodynamic and Sediment Transport Phenomena. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Sunamura, T. (1984) Quantitative predictions of beach-face slopes. *Geological Society of America Bulletin* 95, 242-245.
- SWAN, T., (2020) Scientific and Technical documentation SWAN Cycle III version 41.31A, in: Technology, D.U.o. (Ed.). Delft University of Technology, Netherlands.
- SWAN, T., (2021) scientific and technical documentation Delft University of Technology, The netherlands.
- Takbash, A., Young, I.R. (2020) Long-Term and Seasonal Trends in Global Wave Height Extremes Derived from ERA-5 Reanalysis Data. *Journal of Marine Science and Engineering* 8, 1015.
- Takbash, A., Young, I.R., Breivik, Ø. (2019) Global wind speed and wave height extremes derived from long-duration satellite records. *Journal of Climate* 32, 109-126.
- Than, V.V., (2015) Modélisation d'érosion côtière: application à la partie Ouest du tombolo de Giens. Aix-Marseille.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Ergul, A., (2009) The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0-an arcgis extension for calculating shoreline change. US Geological Survey.
- Thomas, R.C., Frey, A.E. (2013) Shoreline change modeling using one-line models: General model comparison and literature review.
- Trinh, T. (2010) Morphological modelling of Lai Giang Inlet, Vietnam.

- Van Rijn, L.C. (1993) Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua publications Amsterdam.
- Van Rijn, L.C., (2013) Basic hydrodynamic processes in the coastal zone, pp. [www.leovanrijn-sediment.com](http://www.leovanrijn-sediment.com).
- Van Rijn, L.C. (2014) A simple general expression for longshore transport of sand, gravel and shingle. *Coastal Engineering* 90, 23-39.
- Vijverberg, T., Reneerkens, M., Winterwerp, J., Scholl, O., Haruna, Y., (2012) Sediment dynamics in Lagos harbour reconnaissance on effects of dredging, ICCE 2012: Proceedings of the 33rd International Conference on Coastal Engineering, Santander, Spain, 1-6 July 2012. Coastal Engineering Research Council.
- Vu, M.T., (2018) Une approche numérique pour la conception d'ouvrages de protection côtière au tombolo oriental de la presqu'île de Giens. Toulon.
- Walstra, D., Hoekstra, R., Tonnon, P., Ruessink, B. (2013) Input reduction for long-term morphodynamic simulations in wave-dominated coastal settings. *Coastal Engineering* 77, 57-70.
- Walton Jr, T.L., Dean, R.G. (2010) Longshore sediment transport via littoral drift rose. *Ocean Engineering* 37, 228-235.
- Wang, P., Kraus, N.C., Davis Jr, R.A. (1998) Total longshore sediment transport rate in the surf zone: field measurements and empirical predictions. *Journal of Coastal Research*, 269-282.
- Wright, L., Short, A.D. (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine geology* 56, 93-118.
- Wright, L.D., Short, A.D., Green, M. (1985) Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. *Marine geology* 62, 339-364.
- Xie, D.-m., Zou, Q.-p., Cannon, J.W. (2016) Application of SWAN+ ADCIRC to tide-surge and wave simulation in Gulf of Maine during Patriot's Day storm. *Water Science and Engineering* 9, 33-41.
- Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracène, R., de Lépinay, B.M., Strzeczynski, P., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A. (2009) Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: the Khayr al Din bank. *Tectonophysics* 475, 98-116.
- Young, R.S., Pilkey, O.H., Bush, D.M., Thieler, E.R. (1995) A discussion of the generalized model for simulating shoreline change (GENESIS). *Journal of Coastal Research*, 875-886.

Zemmour, A., (2019) Étude de l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps: analyse de leur capacité de régénération post-tempête. Littoral.

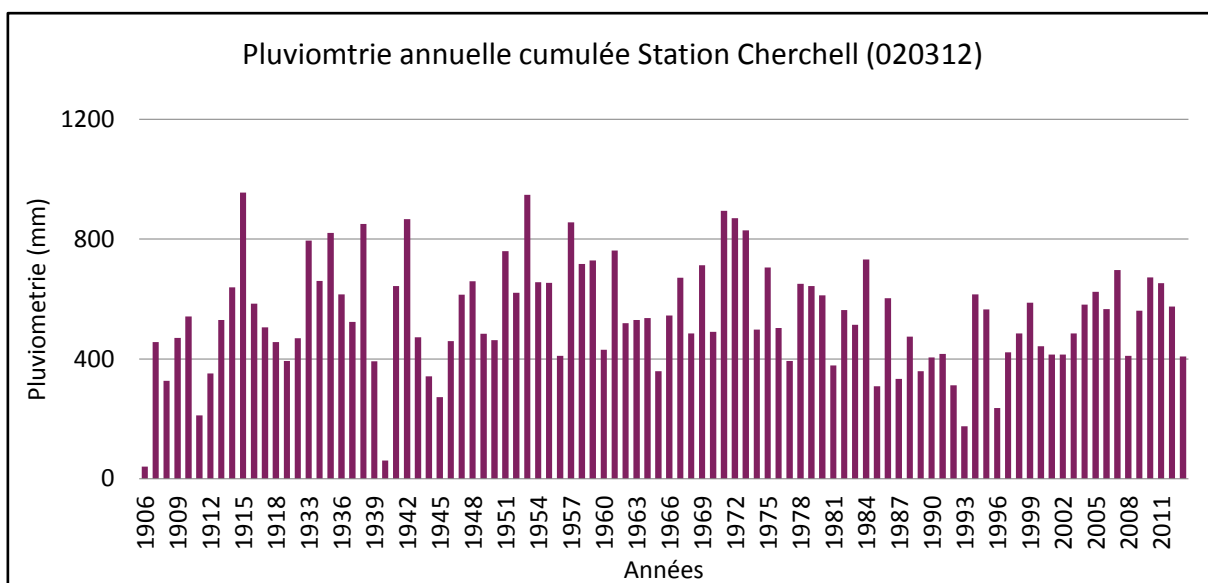
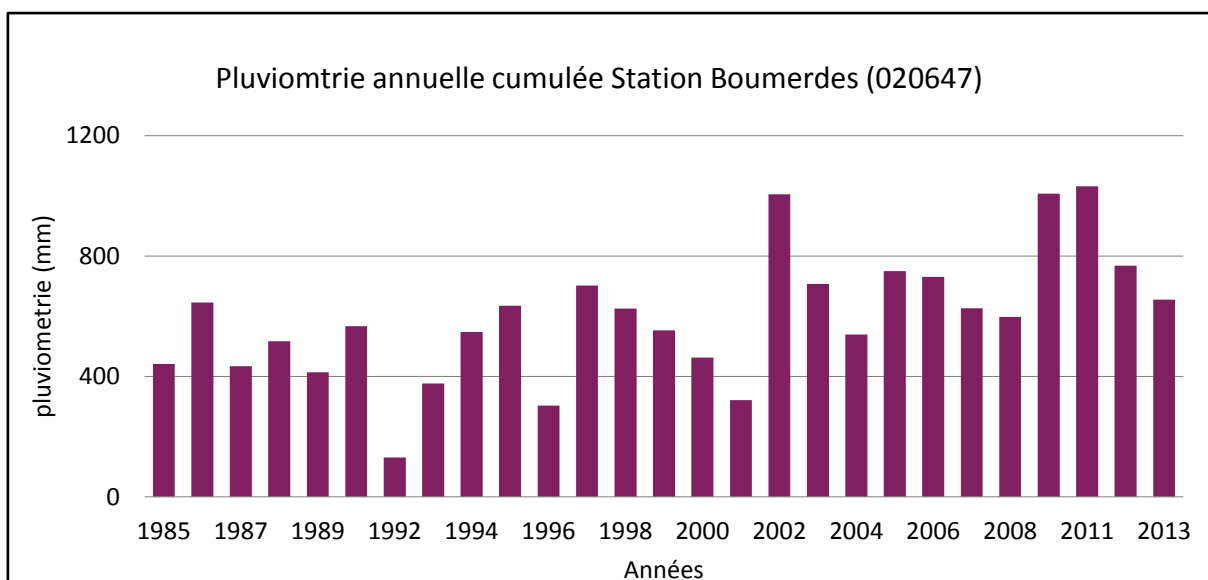
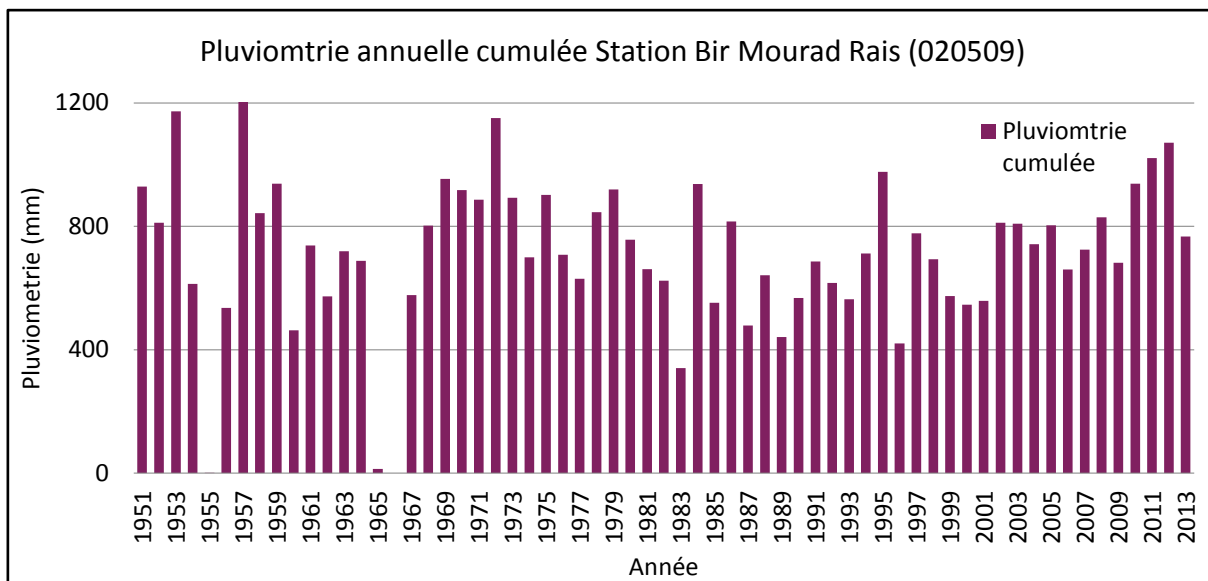
Zemmour, A., Ruz, M.-H. (2021) Impacts des séries de tempêtes de 2013 à 2018 sur l'évolution récente des cordons dunaires du nord de la France. Géomorphologie: relief, processus, environnement.

Zijelma, M. (2010) Computation of wind-wave spectra in coastal waters with SWAN on unstructured grids. Coastal Engineering.

Zijlema, M., Van der Westhuysen, A.J. (2005) On convergence behaviour and numerical accuracy in stationary SWAN simulations of nearshore wind wave spectra. Coastal Engineering 52, 237-256.

# Annexes

Annexe II : Historique des pluviométries annuelles cumulées au niveau des stations (ANRH,2019)



Annexe III-1: estimation de la profondeur de clôture pour différents états de houles

Boumerdes		Baie d'El-Djamila		El Hamdania	
H <sub>30</sub>	d <sub>c</sub>	H <sub>30</sub>	d <sub>c</sub>	H <sub>30</sub>	d <sub>c</sub>
0.19	0.42	0.12	0.27	0.23	0.51
0.22	0.49	0.14	0.31	0.26	0.57
0.23	0.50	0.14	0.31	0.27	0.60
0.24	0.53	0.15	0.33	0.27	0.60
0.25	0.55	0.19	0.42	0.28	0.62
0.28	0.61	0.22	0.48	0.28	0.61
0.29	0.63	0.22	0.48	0.31	0.69
0.29	0.63	0.22	0.48	0.31	0.69
0.29	0.63	0.26	0.57	0.31	0.69
0.29	0.64	0.27	0.59	0.31	0.68
0.29	0.63	0.27	0.60	0.32	0.70
0.3	0.66	0.28	0.61	0.32	0.69
0.32	0.71	0.29	0.64	0.32	0.70
0.32	0.70	0.29	0.63	0.33	0.73
0.32	0.70	0.3	0.67	0.33	0.73
0.32	0.69	0.3	0.66	0.33	0.72
0.33	0.72	0.31	0.69	0.33	0.73
0.33	0.73	0.31	0.68	0.33	0.73
0.33	0.72	0.31	0.68	0.33	0.71
0.34	0.75	0.32	0.69	0.33	0.71
0.34	0.74	0.33	0.73	0.34	0.75
0.34	0.73	0.33	0.71	0.34	0.74
0.34	0.75	0.33	0.73	0.35	0.77
0.34	0.75	0.34	0.74	0.35	0.76
0.34	0.75	0.35	0.77	0.35	0.76
0.34	0.74	0.35	0.76	0.35	0.76

0.34	0.74	0.35	0.75	0.35	0.76
0.35	0.76	0.35	0.77	0.36	0.78
0.35	0.76	0.36	0.78	0.36	0.79
0.35	0.77	0.36	0.79	0.36	0.78
0.35	0.77	0.36	0.78	0.36	0.79
0.35	0.76	0.36	0.78	0.37	0.80
0.36	0.79	0.36	0.78	0.37	0.80
0.36	0.78	0.36	0.78	0.37	0.80
0.36	0.79	0.37	0.80	0.37	0.80
0.36	0.78	0.37	0.80	0.38	0.82
0.42	0.89	0.37	0.79	0.6	1.23
0.44	0.95	0.37	0.80	0.61	1.31
0.48	1.05	0.37	0.80	0.66	1.38
0.5	1.07	0.38	0.82	0.66	1.40
0.64	1.34	0.48	1.03	0.68	1.45
0.64	1.36	0.48	1.02	0.7	1.45
0.64	1.36	0.5	1.05	0.72	1.54
0.65	1.32	0.51	1.07	0.72	1.48
0.68	1.41	0.54	1.15	0.74	1.56
0.69	1.45	0.56	1.22	0.75	1.55
0.7	1.51	0.6	1.30	0.75	1.56
0.7	1.53	0.63	1.34	0.76	1.54
0.72	1.49	0.63	1.29	0.78	1.68
0.75	1.55	0.64	1.34	0.78	1.64
0.76	1.56	0.65	1.37	0.79	1.68
0.76	1.65	0.65	1.35	0.79	1.63
0.76	1.61	0.67	1.45	0.79	1.64
0.77	1.58	0.67	1.44	0.79	1.62
0.77	1.56	0.68	1.47	0.79	1.67

0.77	1.58	0.71	1.54	0.8	1.72
0.79	1.63	0.77	1.63	0.8	1.66
0.79	1.68	0.79	1.64	0.8	1.65
0.79	1.66	0.79	1.62	0.8	1.63
0.8	1.71	0.81	1.66	0.81	1.67
0.8	1.70	0.82	1.75	0.81	1.68
0.8	1.71	0.83	1.79	0.81	1.75
0.8	1.65	0.83	1.77	0.82	1.71
0.81	1.72	0.83	1.71	0.83	1.71
0.82	1.74	0.84	1.75	0.83	1.77
0.82	1.75	0.84	1.68	0.83	1.68
0.82	1.67	0.85	1.76	0.84	1.77
0.83	1.72	0.86	1.81	0.84	1.79
0.83	1.73	0.86	1.76	0.84	1.72
0.85	1.80	0.87	1.76	0.86	1.86
0.86	1.83	0.87	1.85	0.86	1.82
0.87	1.86	0.87	1.75	0.87	1.85
0.87	1.83	0.88	1.84	0.99	2.10
0.88	1.88	0.88	1.77	1.07	2.30
1.14	2.22	0.9	1.80	1.1	2.13
1.16	2.39	0.92	1.85	1.12	2.01
1.17	2.34	0.93	1.93	1.19	2.48
1.19	2.43	0.93	1.93	1.25	2.57
1.23	2.41	0.93	1.85	1.29	2.61
1.3	2.56	0.96	1.94	1.34	2.64
1.34	2.64	1.2	2.42	1.37	2.62
1.34	2.57	1.2	2.42	1.38	2.76
1.35	2.64	1.2	2.33	1.39	2.67
1.38	2.74	1.22	2.40	1.42	2.67

Annexe III-1: estimation de la profondeur de clôture pour différents états de houles

1.38	2.87	1.23	2.53	1.43	2.84
1.38	2.71	1.34	2.78	1.45	2.80
1.38	2.69	1.35	2.71	1.5	2.92
1.43	2.92	1.37	2.86	1.51	2.90
1.45	2.84	1.38	2.90	1.51	3.09
1.47	2.83	1.44	2.91	1.53	3.00
1.48	2.83	1.45	2.90	1.53	2.98
1.48	3.10	1.53	3.02	1.55	3.11
1.49	3.01	1.55	2.89	1.57	3.23
1.51	3.14	1.59	3.15	1.57	3.25
1.51	3.13	1.6	3.29	1.58	2.96
1.56	2.95	1.6	3.26	1.59	2.97
1.58	3.27	1.6	3.10	1.6	3.03
1.61	3.36	1.61	3.33	1.6	3.34
1.61	3.17	1.62	3.28	1.6	3.21
1.63	3.31	1.67	3.32	1.61	3.05
1.63	3.30	1.69	3.19	1.62	3.18
1.65	3.25	1.71	3.17	1.63	3.26
1.66	3.40	1.71	3.20	1.67	3.27
1.67	3.30	1.71	3.27	1.68	3.42
1.68	3.45	1.71	3.14	1.69	3.14
1.72	3.56	1.72	3.42	1.7	3.44
1.92	3.85	1.73	3.17	1.71	3.50
1.97	3.90	1.74	3.45	1.72	3.35
1.98	3.85	1.78	3.42	2.22	3.96
2.01	3.65	1.78	3.21	2.3	4.40
2.13	4.15	1.8	3.45	2.36	4.37
2.19	4.09	1.81	3.28	2.47	4.62
2.23	4.48	1.9	3.53	2.53	4.60

2.23	4.05	1.98	3.80	2.53	4.48
2.24	4.13	2.02	3.89	2.54	4.35
2.27	4.21	2.06	4.04	2.56	4.61
2.27	4.21	2.17	4.38	2.56	4.90
2.32	4.17	2.25	4.50	2.57	4.77
2.35	4.61	2.26	4.46	2.59	4.17
2.38	4.52	2.37	4.50	2.6	5.19
2.39	4.53	2.41	4.25	2.63	4.70
2.48	4.46	2.43	4.65	2.64	5.05
2.5	4.96	2.62	5.10	2.65	4.92
2.51	5.02	2.68	5.17	2.66	4.82
2.51	4.50	2.69	5.10	2.67	5.25
2.53	4.53	2.73	5.03	2.69	5.01
2.57	5.14	2.73	4.87	2.7	5.23
2.59	4.92	2.76	5.11	2.78	5.40
2.62	4.80	2.82	5.19	2.78	5.10
2.63	4.82	2.84	5.01	2.79	5.18
2.69	5.10	2.86	4.82	2.79	4.80
2.7	4.87	2.87	5.09	2.8	4.81
2.71	5.31	2.94	5.13	2.83	4.95
2.72	5.15	2.94	5.08	2.86	5.45
2.73	5.37	2.97	5.17	2.89	4.97
2.83	5.56	2.98	5.20	2.9	5.08
2.89	5.43	3	5.09	3.59	6.29
3.27	5.84	3.05	5.15	3.64	6.35
3.35	5.84	3.11	5.54	3.67	6.39
3.37	5.92	3.16	5.96	3.69	5.86
3.52	6.10	3.22	5.63	3.75	6.49
3.61	6.52	3.34	6.23	3.77	6.51

3.62	6.27	3.35	6.31	3.8	7.16
3.65	6.42	3.5	6.46	3.86	7.39
3.66	7.08	3.67	6.60	3.88	6.87
3.73	6.91	3.81	6.73	3.92	7.17
3.81	7.28	3.91	6.79	4	6.70
3.84	7.26	3.98	7.21	4.04	6.74
3.84	6.71	4.05	6.89	4.05	7.25
3.87	6.80	4.08	6.99	4.12	7.17
3.97	7.04	4.08	6.63	4.15	7.53
4.05	7.68	4.1	7.02	4.16	6.79
4.06	7.09	4.22	6.85	4.28	7.60
4.07	7.64	4.23	7.16	4.34	7.13
4.31	7.90	4.26	7.57	4.65	7.77
4.53	7.97	4.33	7.34	4.74	7.94
5.29	8.93	4.33	7.20	4.77	8.19
5.69	10.1	4.39	7.01	4.87	8.51
5.7	9.85	4.44	7.39	5.66	9.32
6.23	9.97	4.61	7.65	5.76	9.51
		4.74	8.58	6.1	10.6
		5.79	9.88	6.13	10.6
		5.86	9.09		
		5.87	10.13		
		5.97	9.72		

## Annexe III-2 : Valeur de Kr et Ks a 30 m pour chaque houle

Boumerdes				El-Djamila				Cherchell			
H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>	H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>	H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>
0,37	360	0,98	1,00	0,35	360	0,95	1,00	0,36	360	0,98	1,00
0,37	22,5	0,92	1,00	0,36	22,5	0,81	0,99	0,36	22,5	0,92	0,99
0,41	45	0,88	1,00	0,37	45	0,73	1,00	0,37	45	0,95	1,00
0,38	67,5	0,76	1,00	0,38	67,5	0,58	1,00	0,32	67,5	0,84	1,00
0,37	90	0,59	1,00	0,32	90	0,38	1,00	0,36	90	0,75	1,00
0,36	337,5	0,94	1,00	0,37	337,5	0,95	1,00	0,36	337,5	0,92	1,00
0,37	315	0,95	1,00	0,37	315	0,97	1,00	0,37	315	1,00	1,00
0,38	292,5	0,89	1,00	0,37	292,5	1,00	1,00	0,38	292,5	0,95	1,00
0,38	270	0,76	1,00	0,39	270	0,95	1,00	0,38	270	0,87	1,00
0,9	360	0,97	0,99	0,9	360	0,92	0,99	0,90	360	0,98	0,99
0,89	22,5	0,91	0,99	0,88	22,5	0,78	0,99	0,89	22,5	0,91	0,98
0,85	45	0,88	1,00	0,89	45	0,73	1,00	0,87	45	0,93	1,00
0,83	67,5	0,77	1,00	0,89	67,5	0,57	1,00	0,87	67,5	0,86	1,00
0,74	90	0,60	1,00	0,88	90	0,39	1,00	0,89	90	0,74	1,00
0,86	337,5	0,94	0,99	0,9	337,5	0,96	1,00	0,86	337,5	0,92	0,99
0,88	315	0,94	1,00	0,87	315	0,98	1,00	0,85	315	0,97	1,00
0,88	292,5	0,88	1,00	0,88	292,5	0,99	1,00	0,88	292,5	0,94	1,00
0,93	270	0,74	1,00	0,91	270	0,95	1,00	0,93	270	0,86	1,00
1,8	360	0,96	0,97	1,8	360	0,92	0,97	1,77	360	0,97	0,98
1,73	22,5	0,90	0,97	1,75	22,5	0,78	0,98	1,75	22,5	0,92	0,97
1,58	45	0,86	1,00	1,7	45	0,71	1,00	1,68	45	0,91	1,00
1,58	67,5	0,74	1,00	1,71	67,5	0,56	1,00	1,58	67,5	0,85	1,00
1,81	337,5	0,92	0,98	1,41	90	0,38	1,00	1,49	90	0,74	1,00
1,82	315	0,91	0,99	1,85	337,5	0,94	0,99	1,82	337,5	0,91	0,99
1,76	292,5	0,84	1,00	1,84	315	0,97	0,99	1,78	315	0,94	0,99
1,8	270	0,72	1,00	1,74	292,5	0,98	1,00	1,73	292,5	0,93	1,00
2,98	360	0,95	0,96	1,8	270	0,95	1,00	1,79	270	0,84	1,00
2,97	22,5	0,89	0,95	3,07	360	0,90	0,97	2,99	360	0,95	0,98
2,77	45	0,84	1,00	3,06	22,5	0,76	0,97	3,08	22,5	0,91	0,96
2,81	67,5	0,72	0,98	2,94	45	0,69	0,99	2,87	45	0,91	0,98
2,94	337,5	0,90	0,98	2,89	67,5	0,55	0,99	2,77	67,5	0,94	1,00
2,98	315	0,89	0,99	3,01	337,5	0,94	0,98	3,01	337,5	0,90	0,98
3,02	292,5	0,84	0,99	3,11	315	0,95	0,99	3,07	315	0,93	0,99
3,05	270	0,74	0,99	3,06	292,5	0,99	0,99	3,03	292,5	0,93	0,99
4,55	360	0,95	0,94	3,01	270	0,96	0,99	3,05	270	0,84	0,99
4,4	22,5	0,89	0,94	4,07	360	0,90	0,96	4,26	360	0,97	0,95
4,41	337,5	0,91	0,97	4,65	22,5	0,75	0,96	4,45	22,5	0,93	0,93
4,65	315	0,90	0,97	4,19	45	0,69	0,98	4,09	45	0,90	0,98
4,27	292,5	0,84	0,98	4,22	337,5	0,93	0,97	4,41	337,5	0,91	0,96
4,44	270	0,75	0,98	4,64	315	0,99	0,97	5,06	315	0,95	0,96
0,35	360	0,98	0,99	4,46	292,5	1,00	0,98	4,53	292,5	0,94	0,98
0,37	22,5	0,92	1,00	4,35	270	0,97	0,97	4,48	270	0,84	0,98
0,37	45	0,89	1,00	6,79	360	0,93	0,93	6,67	360	0,99	0,93
0,37	67,5	0,78	1,00	6,05	337,5	1,01	0,96	6,31	315	0,97	0,94

Annexe III-2 : Valeur de Kr et Ks a 30 m pour chaque houle

Boumerdes				EIDjamila				Cherchell			
H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>	H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>	H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>
0,36	337,5	0,95	1,00	0,33	360	0,95	0,99	0,36	22,5	0,92	0,99
0,37	315	0,95	1,00	0,34	22,5	0,80	1,00	0,37	45	0,95	1,00
0,38	292,5	0,89	1,00	0,35	45	0,74	1,00	0,38	67,5	0,87	1,00
0,39	270	0,74	1,00	0,33	67,5	0,58	1,00	0,37	90	0,76	1,00
0,92	360	0,96	0,99	0,37	90	0,38	1,00	0,37	337,5	0,92	1,00
0,9	22,5	0,90	0,99	0,32	337,5	0,97	1,00	0,36	315	0,97	1,00
0,89	45	0,89	1,00	0,35	315	1,00	1,00	0,38	292,5	0,95	1,00
0,88	67,5	0,77	1,00	0,34	292,5	0,97	1,00	0,37	270	0,86	1,00
0,84	90	0,60	1,00	0,37	270	0,95	1,00	0,86	360	0,98	0,99
0,88	337,5	0,93	0,99	0,92	360	0,92	0,98	0,86	22,5	0,92	0,98
0,88	315	0,94	1,00	0,92	22,5	0,79	0,98	0,85	45	0,94	1,00
0,91	292,5	0,41	1,00	0,89	45	0,71	1,00	0,79	67,5	0,86	1,00
0,94	270	0,75	0,99	0,85	67,5	0,56	1,00	0,88	90	0,75	1,00
1,74	360	0,96	0,96	0,87	90	0,38	1,00	0,92	337,5	0,92	0,99
1,73	22,5	0,90	0,97	0,93	337,5	0,95	0,99	0,84	315	0,97	1,00
1,63	45	0,85	1,00	0,95	315	0,98	1,00	0,87	292,5	0,95	1,00
1,65	67,5	0,75	1,00	0,88	292,5	0,99	1,00	0,92	270	0,86	1,00
1,39	90	0,57	0,99	0,95	270	0,95	1,00	1,78	360	0,98	0,98
1,8	337,5	0,92	0,98	1,82	360	0,92	0,96	1,76	22,5	0,92	0,97
1,77	315	0,92	0,99	1,85	22,5	0,77	0,96	1,67	45	0,92	1,00
1,73	292,5	0,85	1,00	1,75	45	0,70	1,00	1,48	67,5	0,85	0,99
1,83	270	0,73	1,00	1,68	67,5	0,56	1,00	1,44	90	0,78	0,95
3,01	360	0,95	0,95	1,54	90	0,37	0,99	1,72	337,5	0,91	0,99
2,95	22,5	0,89	0,96	1,87	337,5	0,94	0,99	1,72	315	0,95	0,99
2,93	45	0,83	0,98	1,85	315	0,98	0,99	1,74	292,5	0,93	1,00
2,76	67,5	0,71	0,97	1,84	292,5	0,98	1,00	1,79	270	0,85	1,00
3,04	337,5	0,91	0,97	1,86	270	0,96	1,00	2,99	360	0,97	0,96
3,01	315	0,88	0,99	3,06	360	0,91	0,96	2,96	22,5	0,93	0,94
3	292,5	0,83	0,99	3,08	22,5	0,76	0,96	2,74	45	0,92	0,98
3	270	0,74	0,99	3,05	45	0,69	0,98	3,04	337,5	0,90	0,98
4,8	360	0,95	0,94	3,04	67,5	0,54	0,98	2,85	315	0,94	0,99
4,64	22,5	0,88	0,94	3,09	337,5	1,02	0,98	3,06	292,5	0,92	0,99
4,24	337,5	0,88	0,97	3,1	315	0,97	0,99	3,06	270	0,84	0,99
4,46	315	0,89	0,97	3,11	292,5	0,99	0,99	5,13	360	0,96	0,96
4,56	292,5	0,82	0,97	3,11	270	0,97	0,99	4,37	22,5	0,93	0,94
4,42	270	0,77	0,98	4,56	360	0,92	0,95	5,44	45	0,92	0,95
6,4	360	0,95	0,94	4,63	22,5	0,76	0,95	4,62	337,5	0,92	0,96
6,98	337,5	0,94	0,95	4,59	45	0,71	0,98	4,40	315	0,93	0,98
6,39	315	0,87	0,95	4,31	67,5	0,56	0,98	4,14	292,5	0,90	0,99
0,37	360	0,97	1,00	4,43	337,5	0,95	0,97	4,60	270	0,84	0,98
0,38	22,5	0,92	1,00	4,47	315	1,00	0,97	6,45	22,5	0,93	0,95
0,38	45	0,90	1,00	4,31	292,5	1,00	0,98	6,79	337,5	0,97	0,92
0,38	67,5	0,76	1,00	4,48	270	0,97	0,97	0,38	360	1,00	1,00
0,38	90	0,61	1,00	6,24	22,5	0,81	0,93	0,38	22,5	0,95	1,00

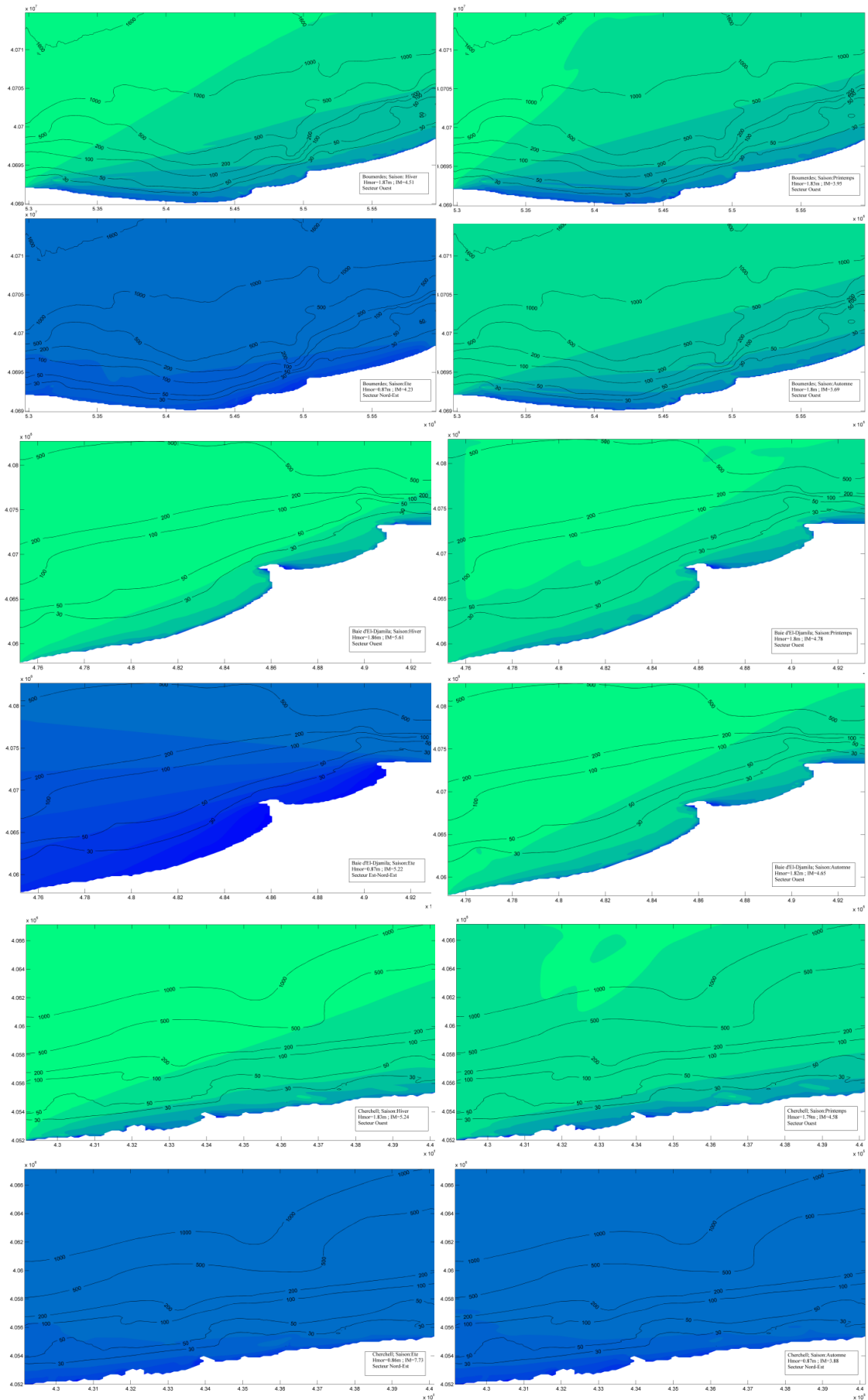
## Annexe III-2 : Valeur de Kr et Ks a 30 m pour chaque houle

Boumerdes				El-Djamila				Cherchell			
H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>	H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>	H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>
0,38	315	0,95	1,00	0,37	360	0,95	1,00	0,32	67,5	0,88	1,00
0,4	292,5	0,88	1,00	0,37	22,5	0,81	1,00	0,42	90	0,76	1,00
0,4	270	0,75	1,00	0,38	45	0,74	1,00	0,38	337,5	0,92	1,00
0,85	360	1,01	0,99	0,38	67,5	0,58	1,00	0,38	315	0,97	1,00
0,91	22,5	0,91	0,99	0,37	90	0,38	1,00	0,39	292,5	0,95	1,00
0,87	45	0,89	1,00	0,38	337,5	0,95	1,00	0,40	270	0,85	1,00
0,84	67,5	0,77	1,00	0,36	315	1,00	1,00	0,80	360	0,99	1,00
0,7	90	0,60	1,00	0,38	292,5	0,97	1,00	0,84	22,5	0,93	1,00
0,81	337,5	0,98	1,00	0,38	270	0,95	1,00	0,86	45	0,93	1,00
0,81	315	0,95	1,00	0,9	360	0,93	0,99	0,81	67,5	0,86	1,00
0,86	292,5	0,88	1,00	0,87	22,5	0,78	0,98	0,81	90	0,74	1,00
0,87	270	0,74	1,00	0,87	45	0,74	1,00	0,81	337,5	0,93	1,00
1,6	360	0,96	0,96	0,84	67,5	0,57	1,00	0,78	315	0,97	1,00
1,58	22,5	0,90	0,97	0,8	90	0,39	1,00	0,83	292,5	0,95	1,00
1,56	45	0,86	1,00	0,85	337,5	1,04	1,00	0,87	270	0,85	1,00
1,53	67,5	0,75	1,00	0,85	315	0,99	1,00	1,61	360	0,99	1,00
1,61	337,5	0,94	0,99	0,85	292,5	0,99	1,00	1,54	22,5	0,93	1,00
1,58	315	0,92	1,00	0,92	270	0,96	1,00	1,62	45	0,85	1,00
1,63	292,5	0,85	1,00	1,77	360	0,92	0,98	1,62	67,5	0,86	1,00
1,66	270	0,72	0,99	1,81	22,5	0,78	0,97	1,44	90	0,78	1,00
2,56	360	0,95	0,97	1,7	45	0,71	1,00	1,42	337,5	0,91	0,99
2,6	22,5	0,89	0,96	1,62	67,5	0,57	1,00	1,50	315	0,95	1,00
2,64	45	0,85	1,00	1,63	90	0,37	0,99	1,56	292,5	0,93	1,00
2,69	67,5	0,75	1,00	1,8	337,5	0,94	0,99	1,68	270	0,83	0,99
2,68	292,5	0,85	0,99	1,78	315	0,96	1,00	2,75	360	0,96	0,97
2,8	270	0,72	0,99	1,76	292,5	0,97	1,00	2,58	22,5	0,91	0,98
0,33	360	0,98	0,99	1,82	270	0,95	1,00	2,77	45	0,92	0,99
0,36	22,5	0,92	1,00	3,01	360	0,90	0,96	2,51	67,5	0,89	1,00
0,36	45	0,89	1,00	2,98	22,5	0,76	0,96	2,61	292,5	0,98	1,00
0,32	67,5	0,78	1,00	2,87	45	0,70	0,99	2,85	270	0,84	0,99
0,32	90	0,59	1,00	2,76	67,5	0,56	0,99	0,32	360	0,98	0,99
0,33	337,5	0,97	1,00	3	337,5	0,93	0,98	0,34	22,5	0,92	0,99
0,35	315	0,94	1,00	2,95	315	0,97	0,99	0,34	45	0,94	1,00
0,36	292,5	0,89	1,00	2,93	292,5	0,98	1,00	0,27	67,5	0,85	1,00
0,37	270	0,76	1,00	3,08	270	0,96	0,99	0,35	90	0,74	1,00
0,81	360	0,96	0,98	4,48	360	0,90	0,97	0,33	337,5	0,94	1,00
0,91	22,5	0,91	0,99	4,4	22,5	0,75	0,96	0,32	315	0,97	1,00
0,88	45	0,87	1,00	5,45	45	0,70	0,96	0,34	292,5	0,97	1,00
0,85	67,5	0,75	1,00	4,65	337,5	0,96	0,95	0,37	270	0,89	1,00
0,84	90	0,57	1,00	4,27	315	0,97	0,97	0,91	360	0,97	0,97
0,96	337,5	0,93	0,98	4,21	292,5	0,99	0,98	0,90	22,5	0,92	0,97
0,93	315	0,94	1,00	4,54	270	0,98	0,97	0,86	45	0,92	1,00
0,93	292,5	0,88	1,00	6,11	45	0,78	0,97	0,86	67,5	0,84	0,99
0,97	270	0,74	1,00	0,38	360	0,95	1,00	0,84	90	0,73	1,00

Annexe III-2 : Valeur de Kr et Ks a 30 m pour chaque houle

Boumerdès				El-Djamila				Cherchell			
H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>	H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>	H <sub>0</sub>	Dir <sub>0</sub>	K <sub>r</sub>	K <sub>s</sub>
1,82	22,5	0,90	0,97	0,39	45	0,74	1,00	0,91	315	0,95	0,99
1,72	45	0,84	0,99	0,39	67,5	0,56	1,00	0,89	292,5	0,94	1,00
1,6	67,5	0,73	0,99	0,38	90	0,39	1,00	0,83	270	0,87	1,00
1,29	90	0,56	0,97	0,37	337,5	0,97	1,00	1,81	360	0,98	0,97
1,85	337,5	0,92	0,97	0,38	315	0,97	1,00	1,81	22,5	0,92	0,96
1,85	315	0,91	0,99	0,38	292,5	0,97	1,00	1,70	45	0,91	0,98
1,82	292,5	0,86	1,00	0,4	270	0,95	1,00	1,44	67,5	0,84	0,98
1,87	270	0,74	1,00	0,82	360	0,94	1,00	1,39	90	0,72	0,98
3,12	360	0,95	0,95	0,84	22,5	0,80	0,99	1,78	337,5	0,91	0,99
3,05	22,5	0,89	0,95	0,89	45	0,73	1,00	1,83	315	0,95	0,99
2,93	45	0,83	0,98	0,87	67,5	0,57	1,00	1,81	292,5	0,94	1,00
2,97	67,5	0,73	0,98	0,83	90	0,39	1,00	1,83	270	0,86	1,00
3,07	337,5	0,91	0,97	0,82	337,5	0,96	1,00	3,08	360	0,96	0,96
3,12	315	0,88	0,99	0,8	315	0,99	1,00	3,05	22,5	0,92	0,95
3,07	292,5	0,83	0,99	0,82	292,5	0,99	1,00	2,99	45	0,91	0,97
3,1	270	0,74	0,99	0,86	270	0,97	1,00	3,14	337,5	0,90	0,98
4,54	360	0,95	0,94	1,58	360	0,92	0,99	3,14	315	0,93	0,99
4,6	22,5	0,88	0,94	1,58	22,5	0,79	0,99	3,14	292,5	0,93	0,99
4,04	67,5	0,74	0,97	1,65	45	0,73	1,00	3,13	270	0,85	0,99
4,6	337,5	0,89	0,96	1,63	67,5	0,57	1,00	4,58	360	0,98	0,95
4,39	315	0,89	0,95	1,64	90	0,38	1,00	4,74	22,5	0,92	0,95
4,35	292,05	0,85	0,98	1,61	337,5	0,84	0,99	4,12	45	0,91	0,98
4,49	270	0,76	0,98	1,5	315	0,97	0,99	4,65	337,5	0,92	0,96
6,37	360	0,96	0,93	1,59	292,5	0,98	1,00	4,61	315	0,96	0,98
6,35	270	0,75	0,95	1,71	270	0,94	1,00	4,43	292,5	0,93	0,98
				2,72	45	0,70	1,00	4,55	270	0,84	0,98
				2,9	67,5	0,58	1,00	6,07	270	0,85	0,94
				2,68	337,5	0,93	0,98				
				2,53	292,5	0,96	1,00				
				2,84	270	0,97	0,99				

# Annexe III-3 : Plans de propagation des houles ayant un IM maximum pour chaque saison



Annexe III-4 : Quantité du transport longère saisonnier ( $m^3$ ) estimé pour chaque profil

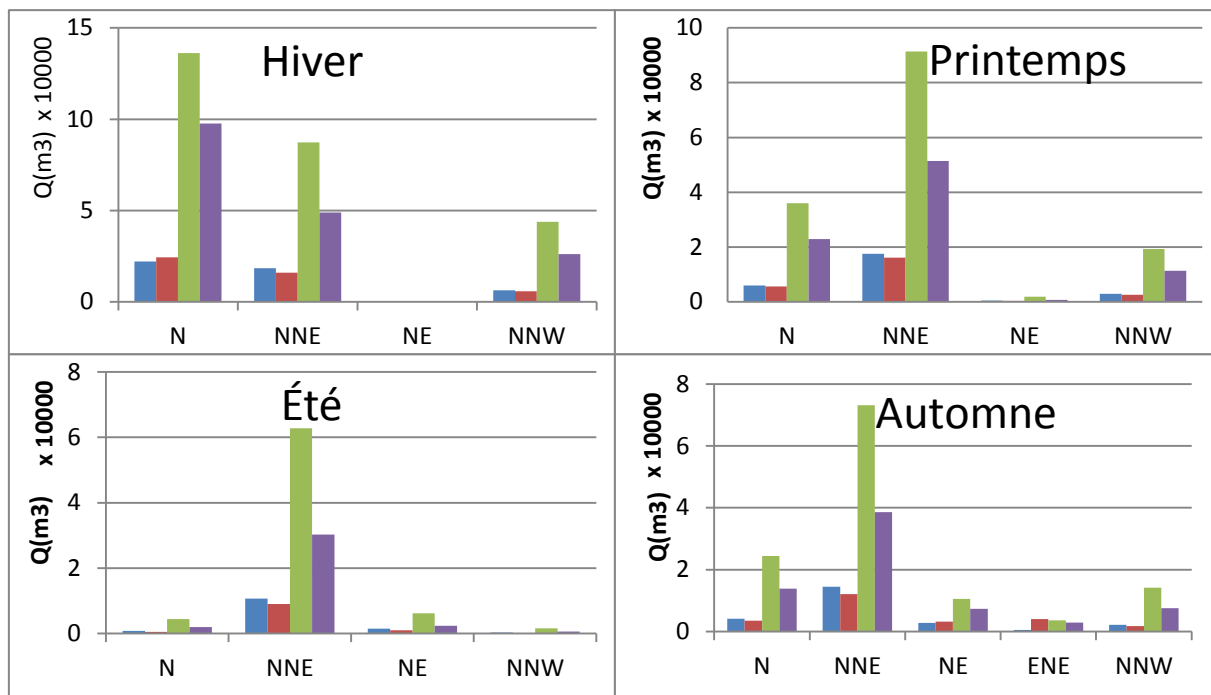


Figure1 : Baie d'El-Djamila : Profil 1

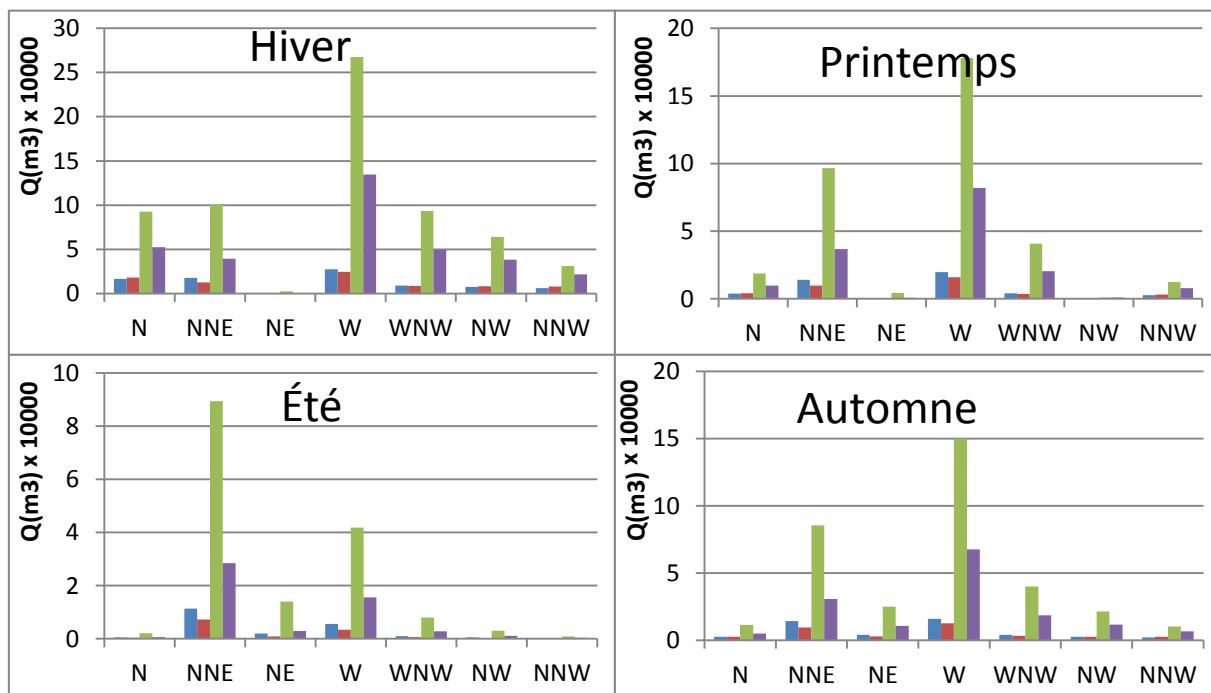


Figure 2 : Baie d'El-Djamila : Profil 2

Annexe III-4 : Quantité du transport longère saisonnier ( $m^3$ ) estimé pour chaque profil

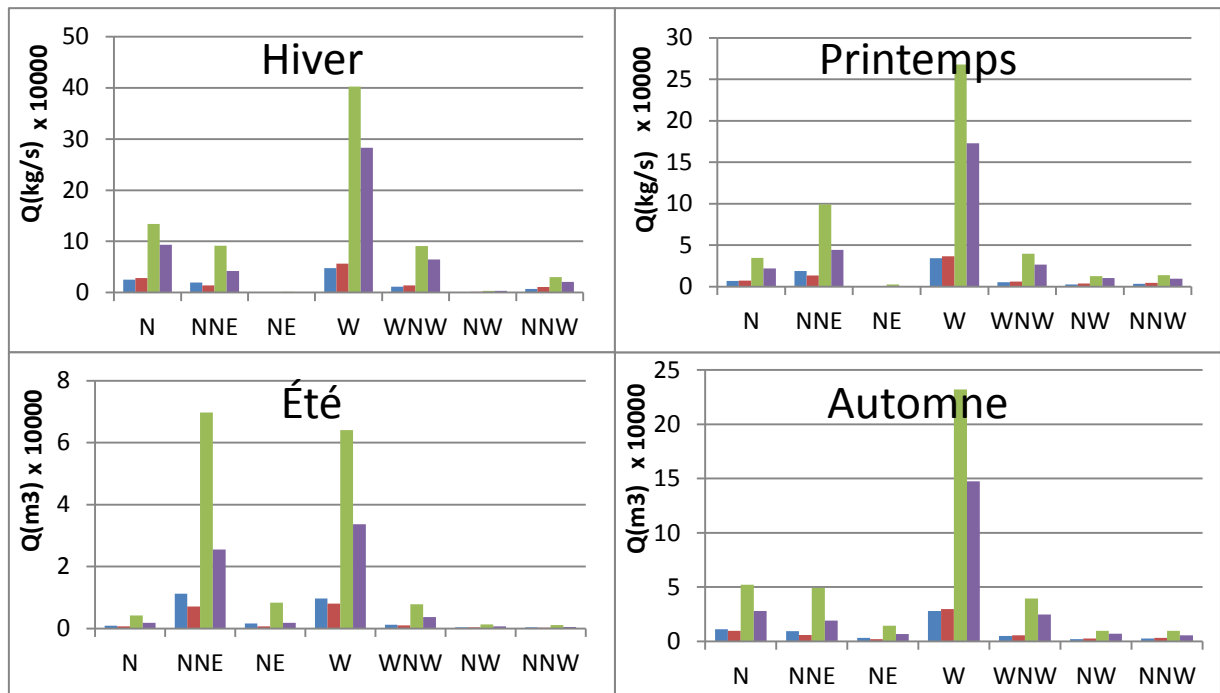


Figure 3 : Baie d'El-Djamila : Profil 3

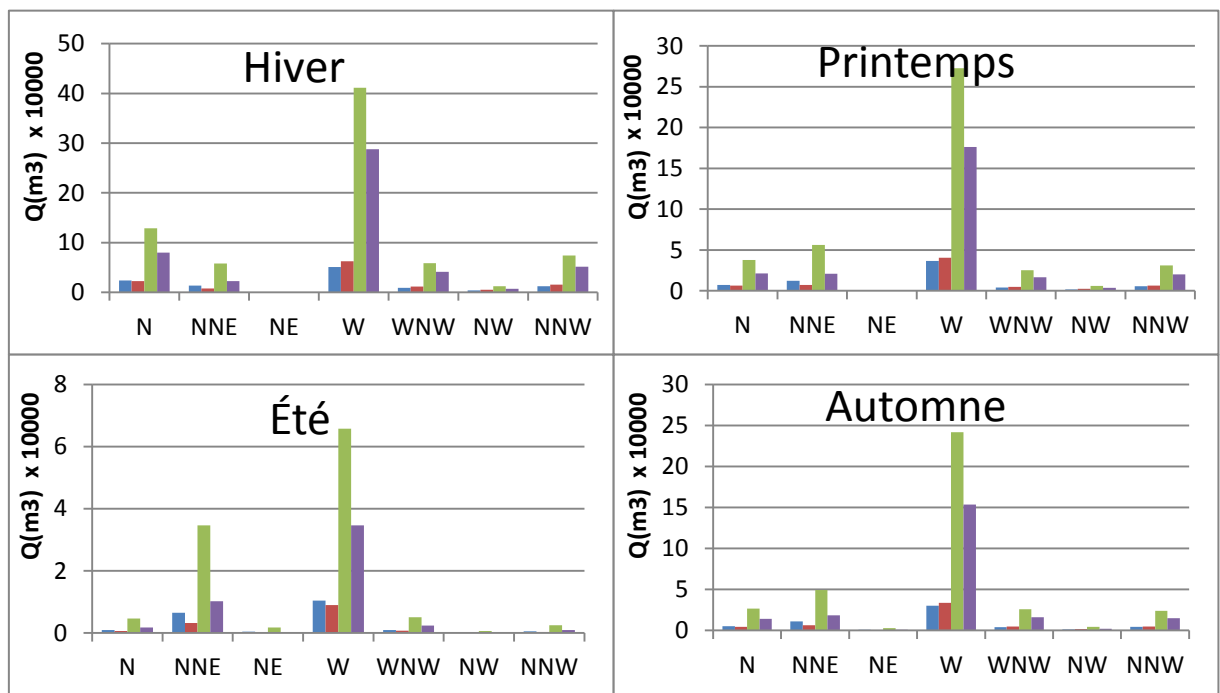


Figure 4 : Baie d'El-Djamila : Profil 4

Annexe III-4 : Quantité du transport longère saisonnier ( $m^3$ ) estimé pour chaque profil

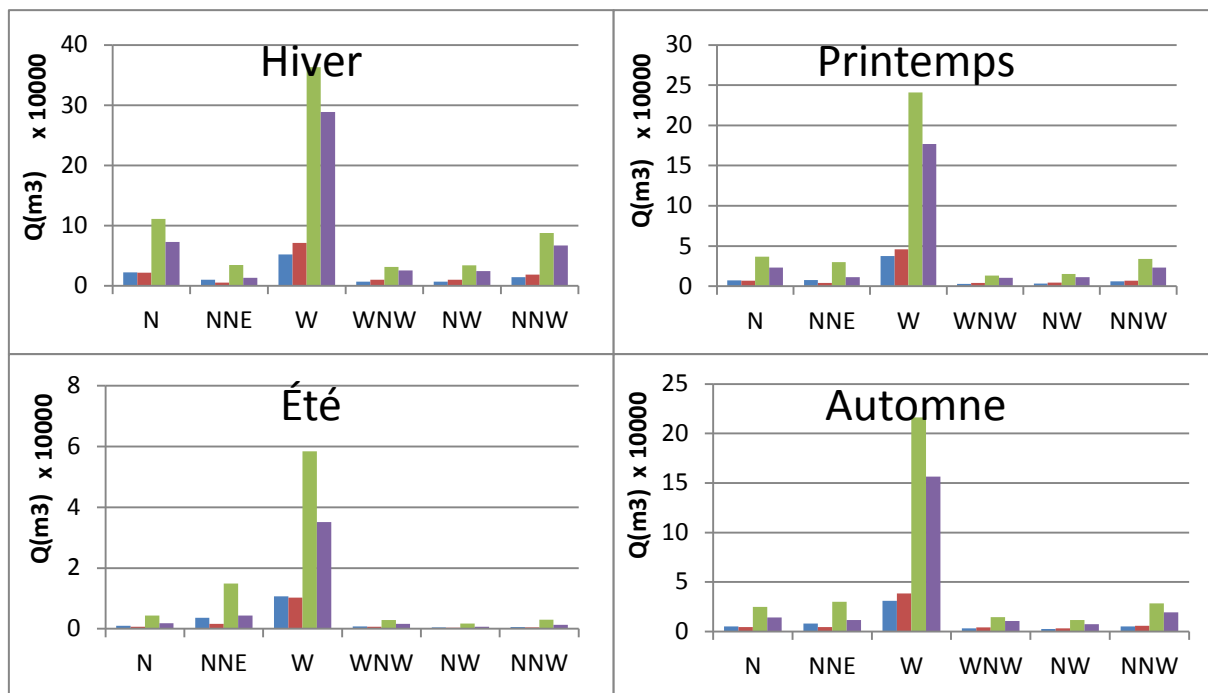


Figure 5 : Baie d'El-Djamila : Profil 5

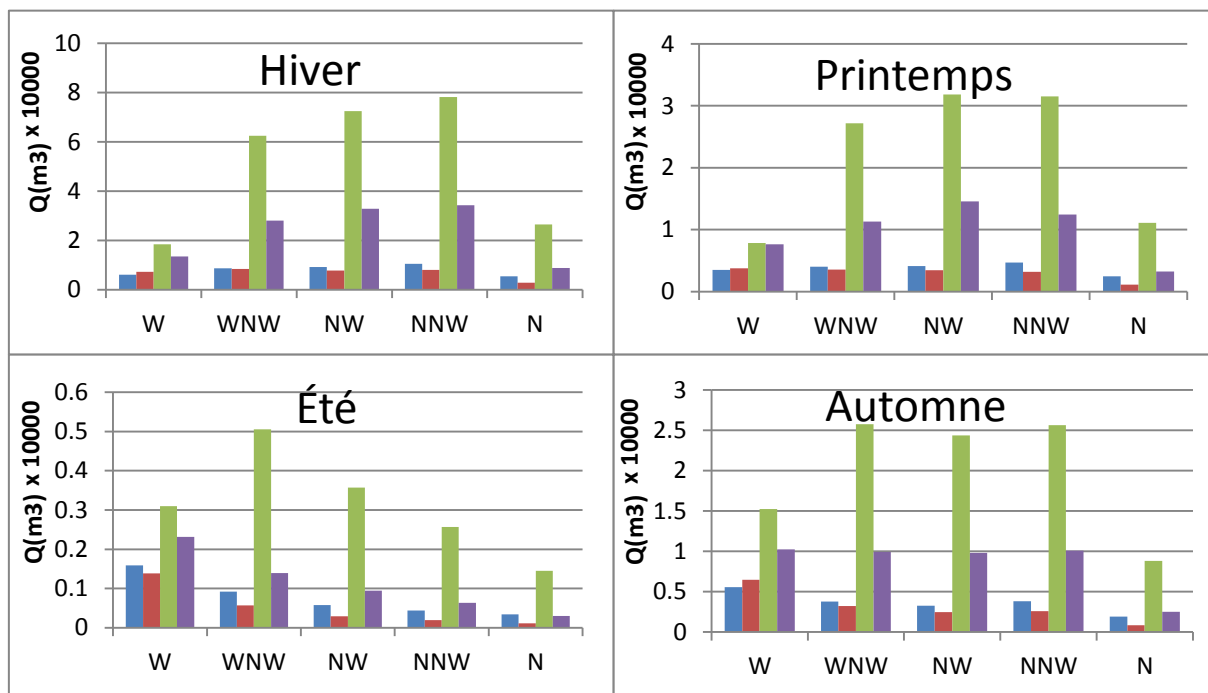


Figure 6 : Baie d'El-Djamila : Profil 6

Annexe III-4 : Quantité du transport longère saisonnier (m<sup>3</sup>) estimé pour chaque profil

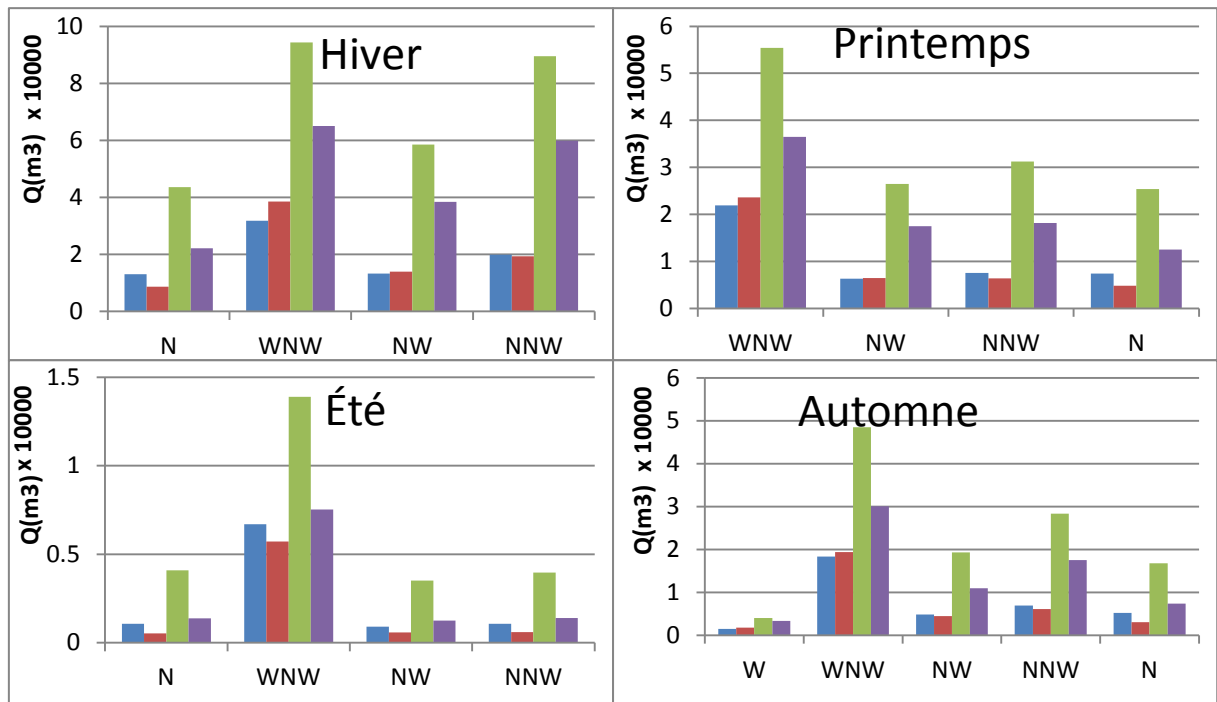


Figure 7 : El-Hamdania : Profil 1

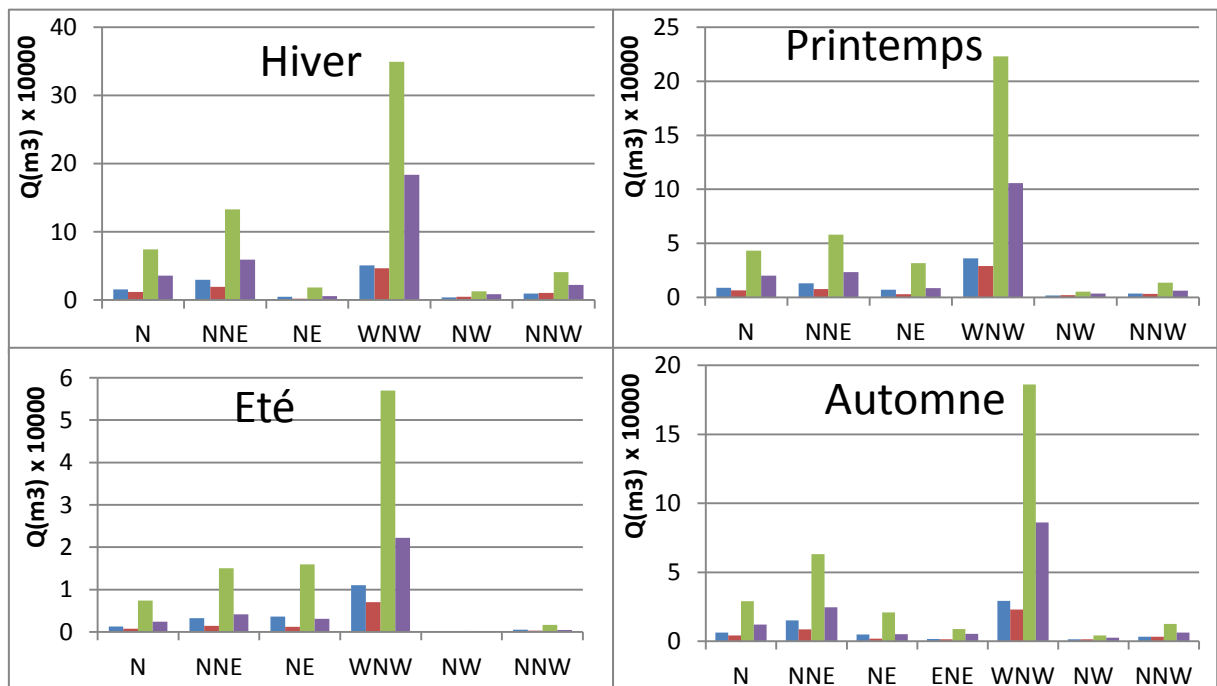


Figure 8 : El-Hamdania : Profil 2

Annexe III-4 : Quantité du transport longère saisonnier ( $m^3$ ) estimé pour chaque profil

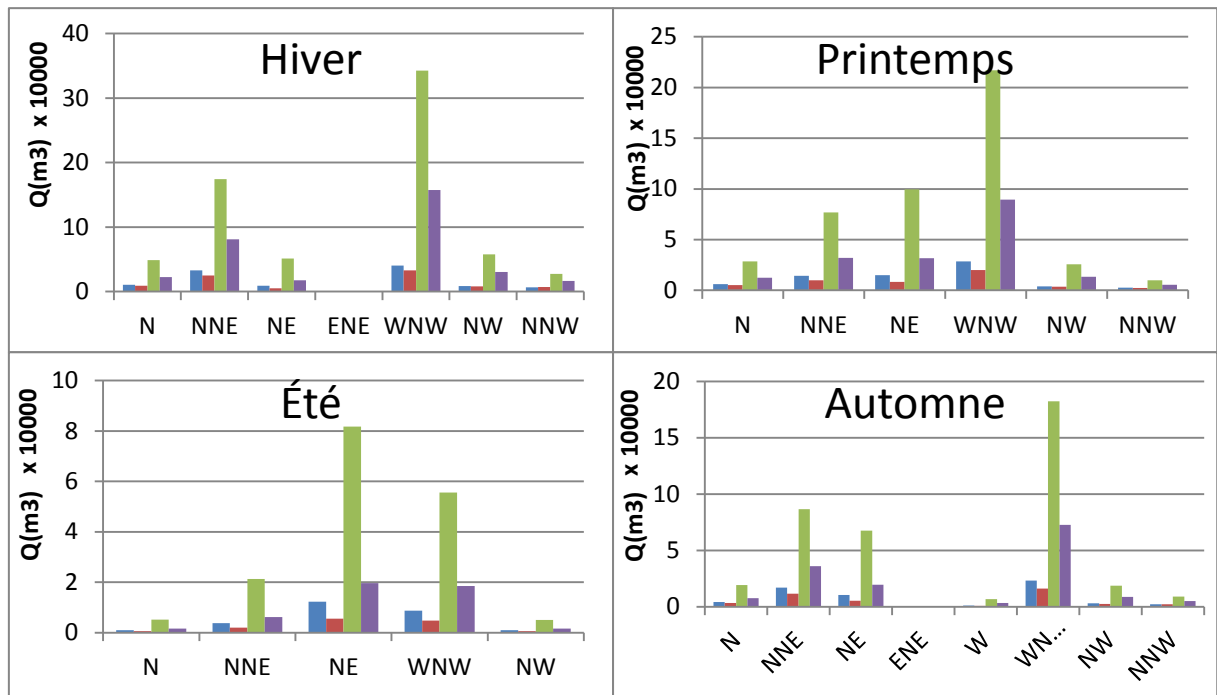


Figure 9 : El-Hamdania : Profil 3

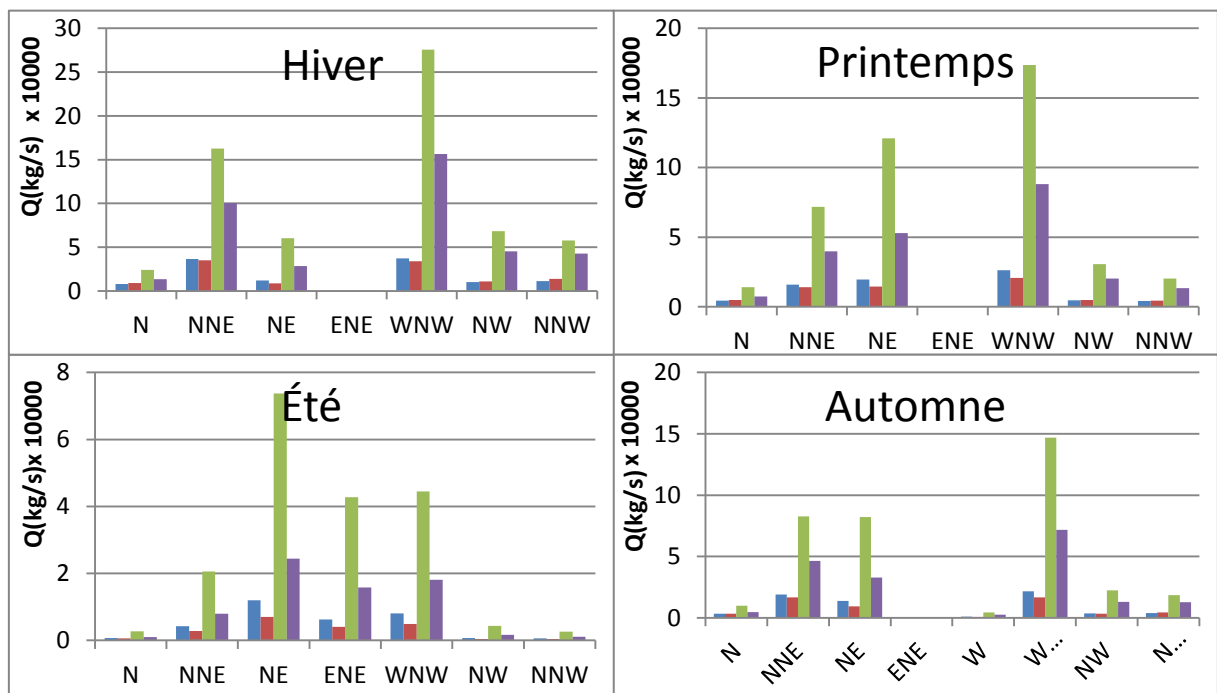


Figure 10 : El-Hamdania : Profil 4

Annexe III-4 : Quantité du transport longère saisonnier (m<sup>3</sup>) estimé pour chaque profil

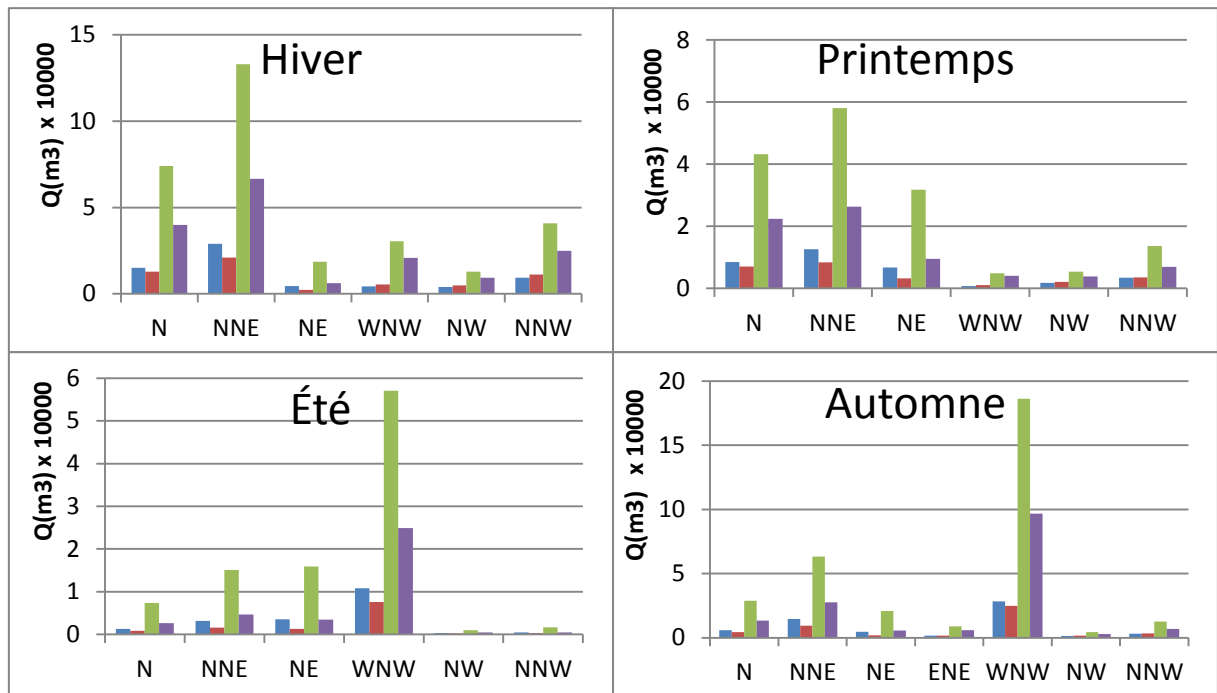


Figure 11 : El-Hamdania : Profil 5

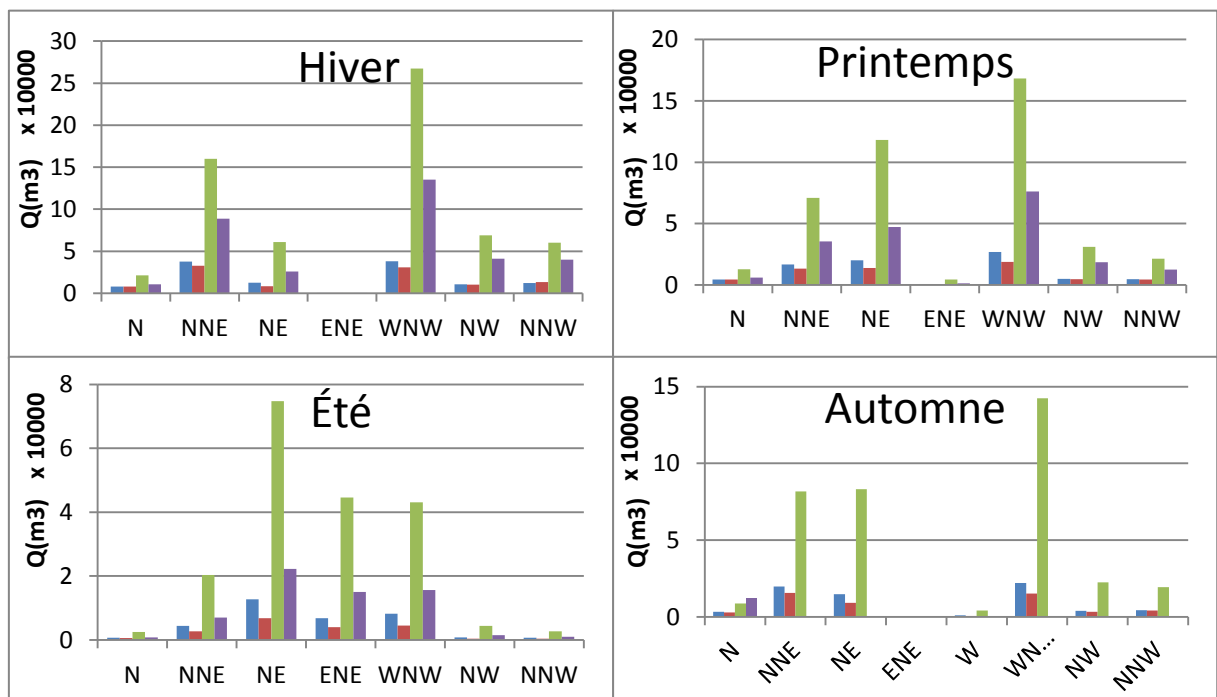


Figure 12 : El-Hamdania : Profil 6

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

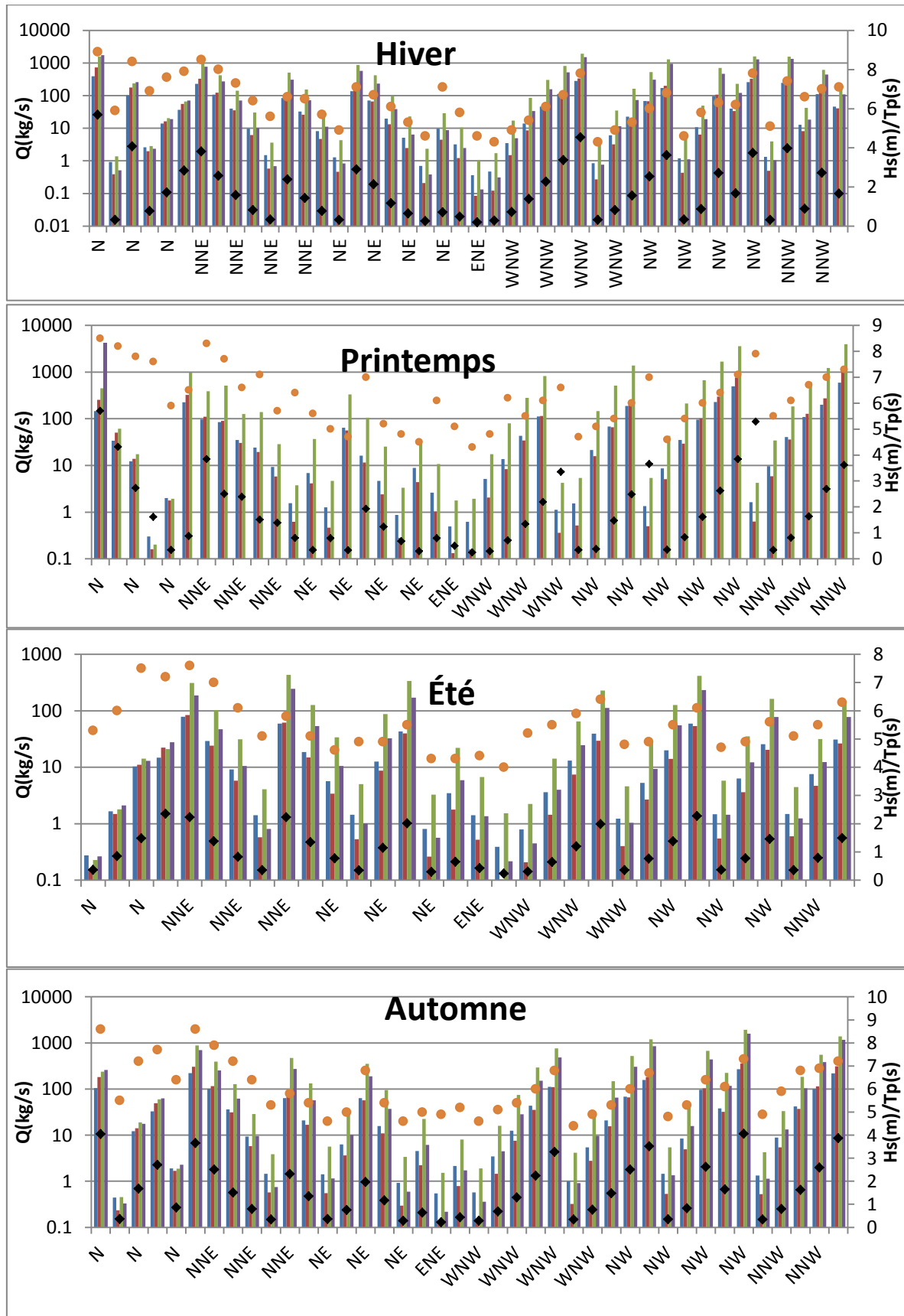


Figure 1 : Bouterdes

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

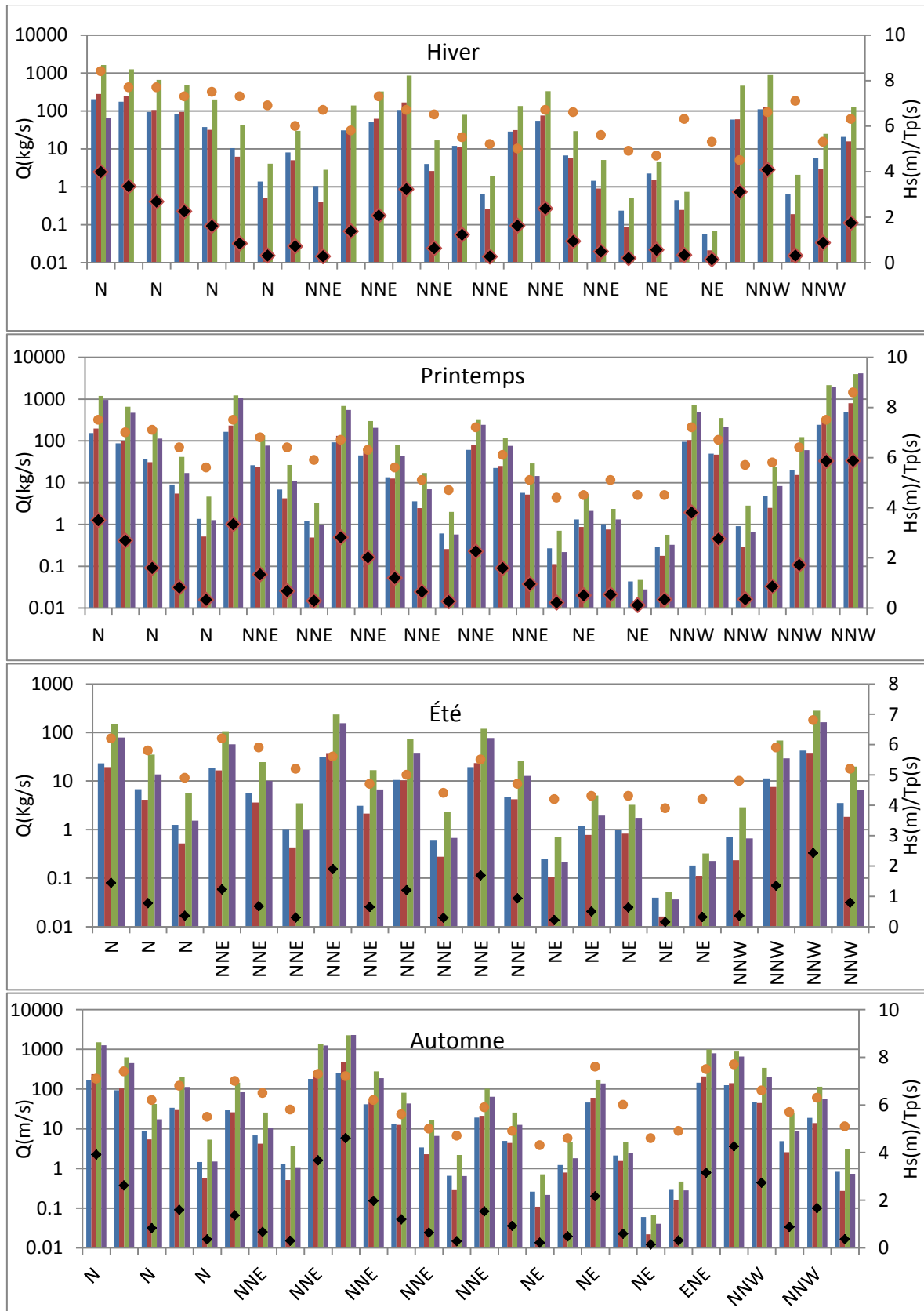


Figure 2 :Baie d'El-Djamila, Profil 1

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

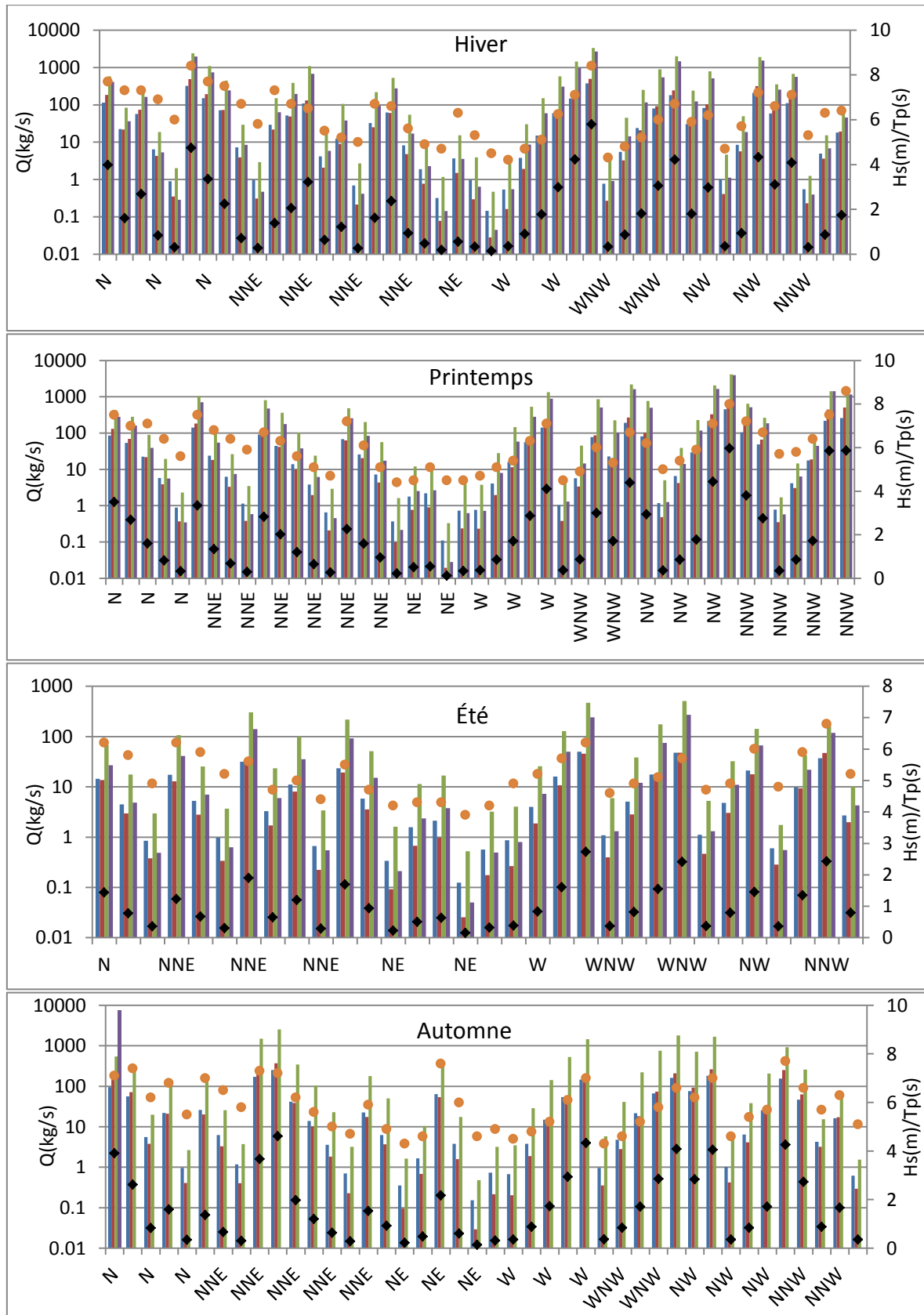


Figure 3 : Baie d'El-Djamila ; Profile 2

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

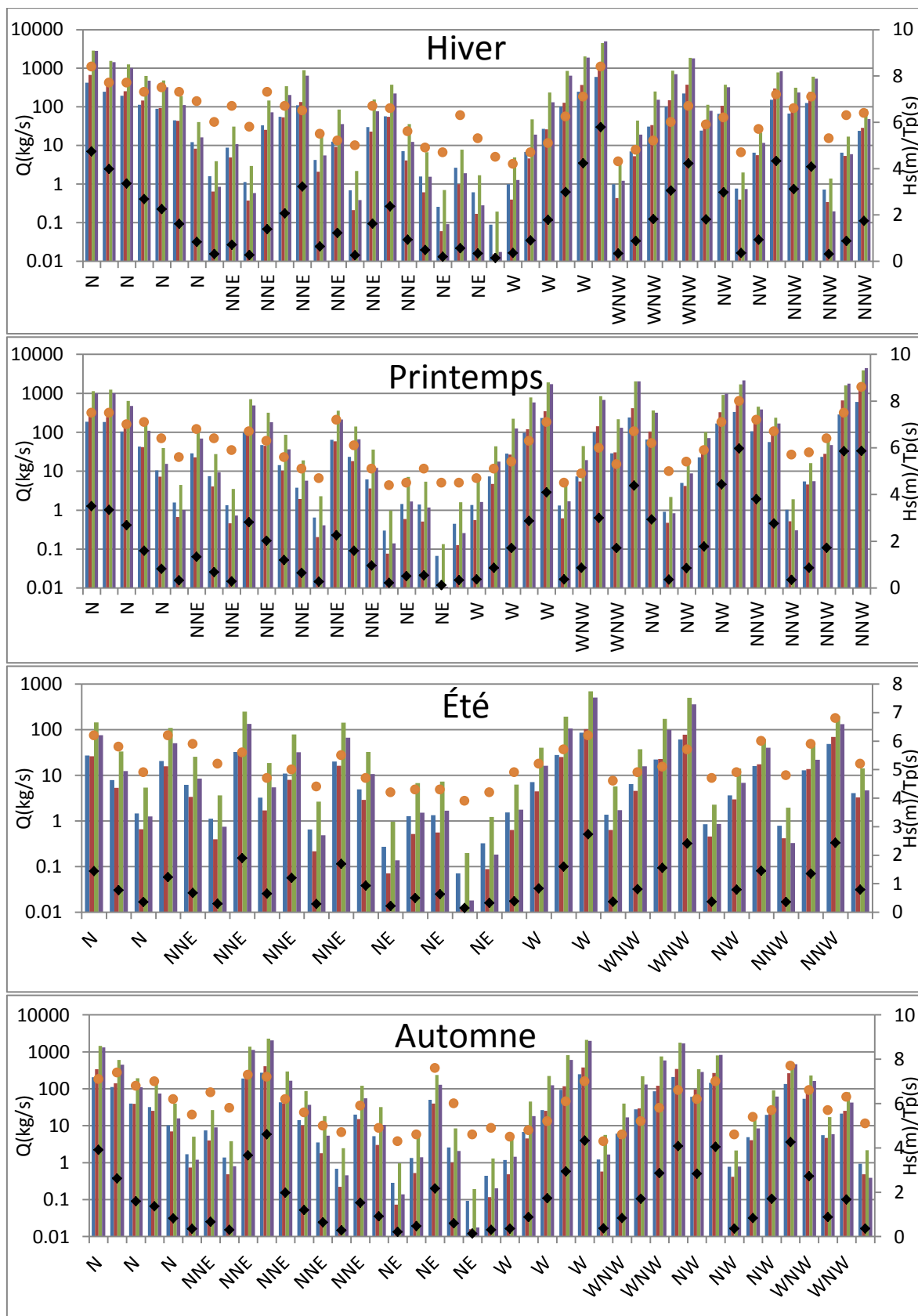


Figure 4 : Baie d'El-Djamila, Profile 3

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

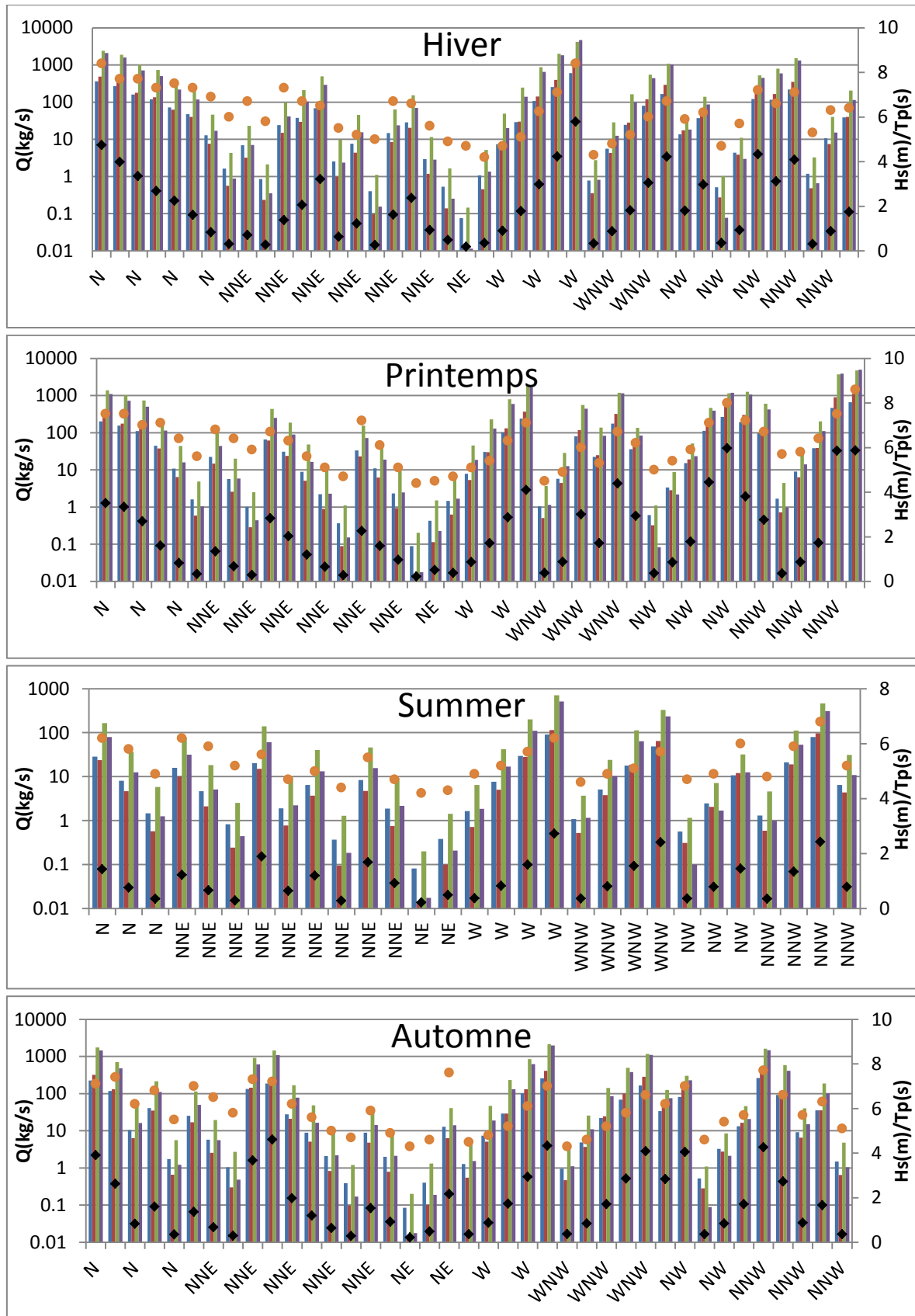


Figure 5 :Baie d'El-Djamila ; Profile 4

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

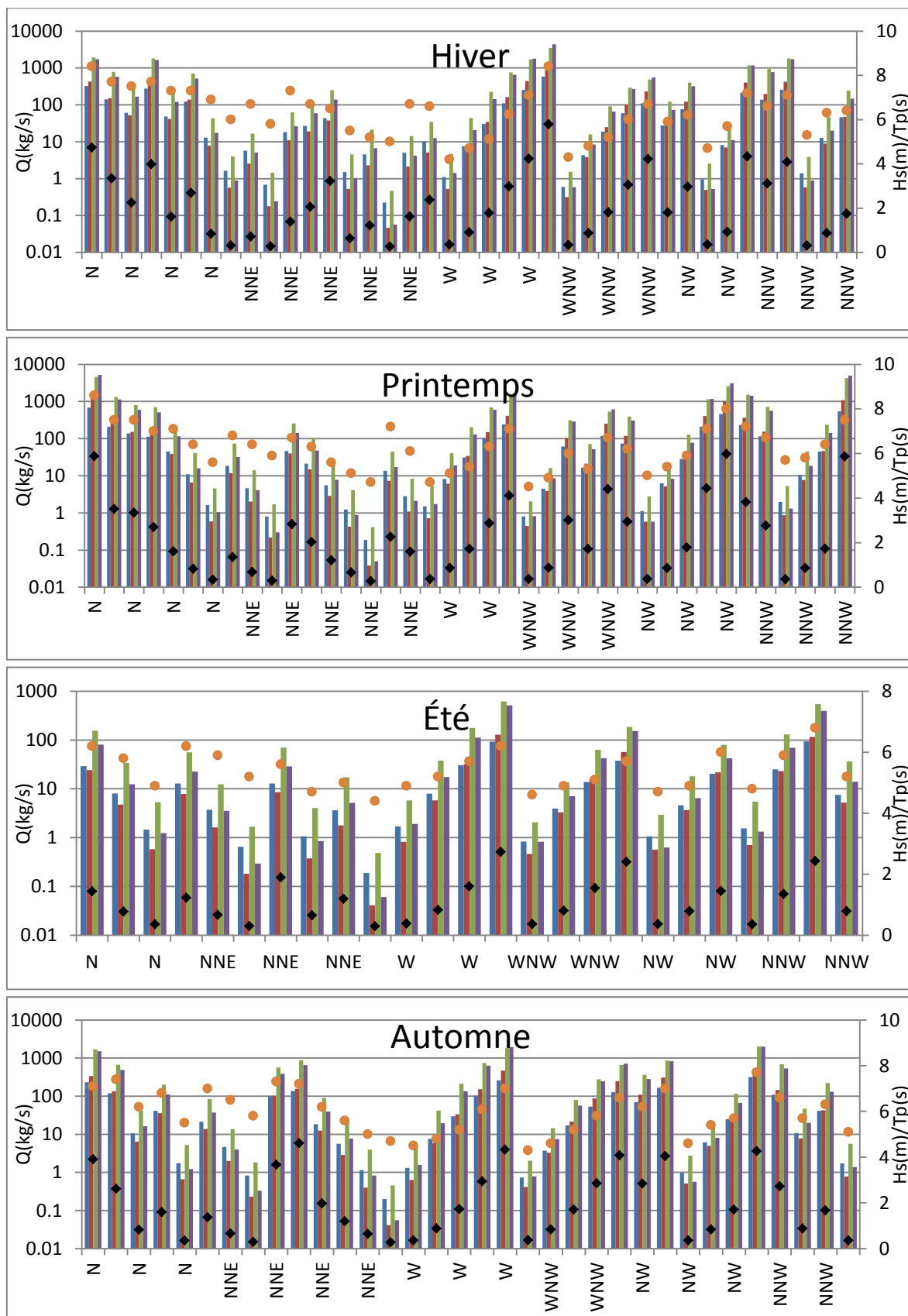


Figure 6 :Baie d’El-Djamila ; Profile 5

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

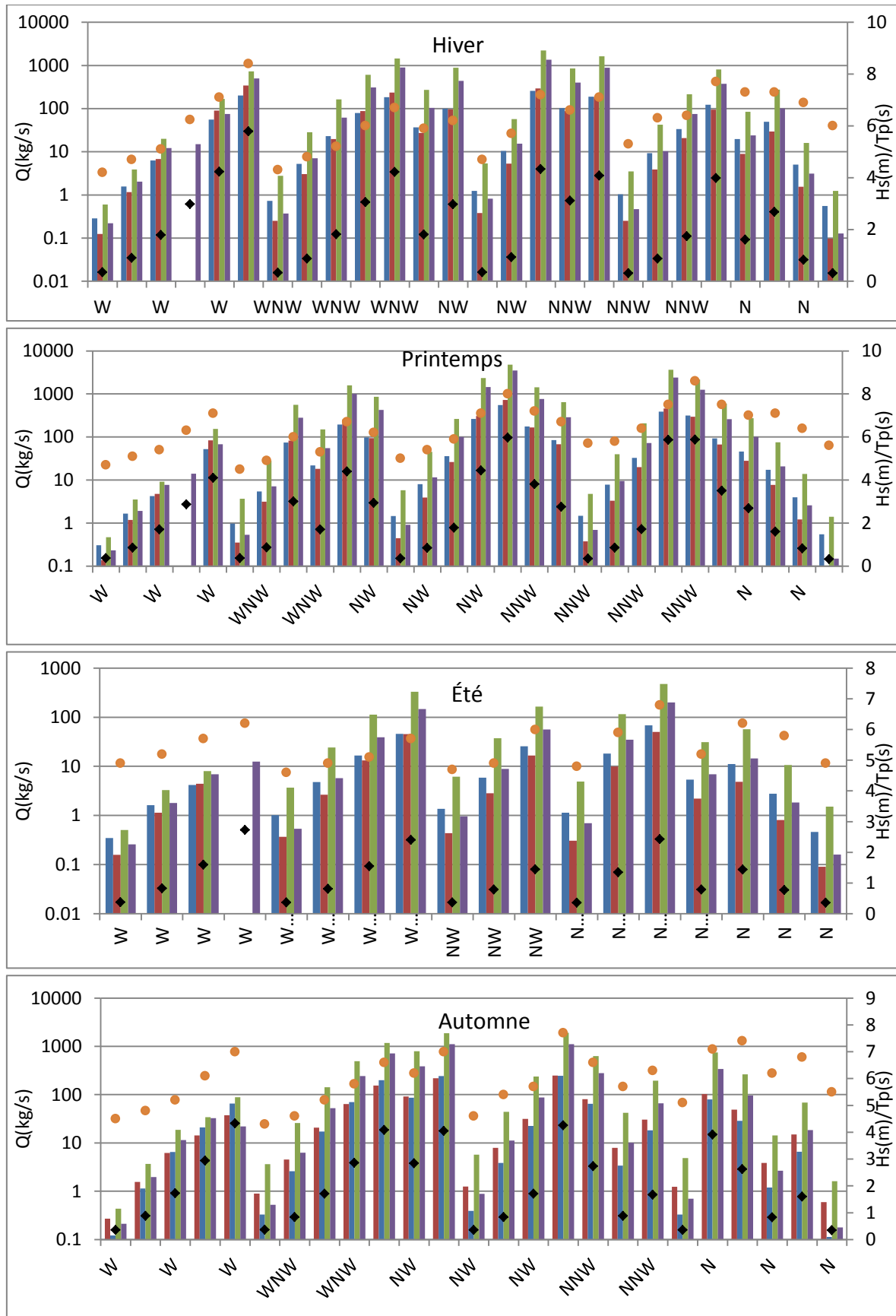


Figure 7 : Baie d'El-Djamila ; Profile 6

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

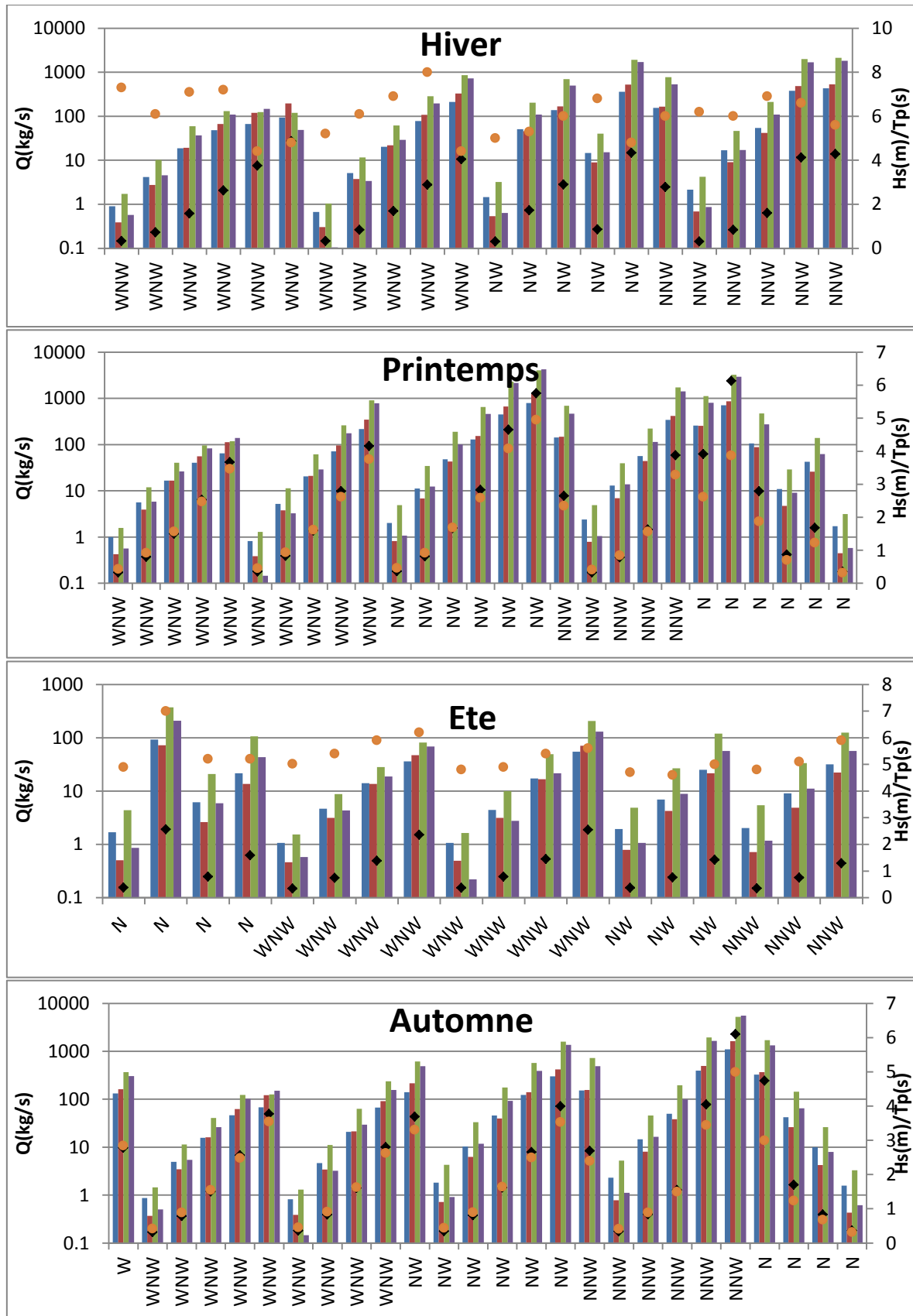


Figure 8 : El-Hamdania, Profile 1

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

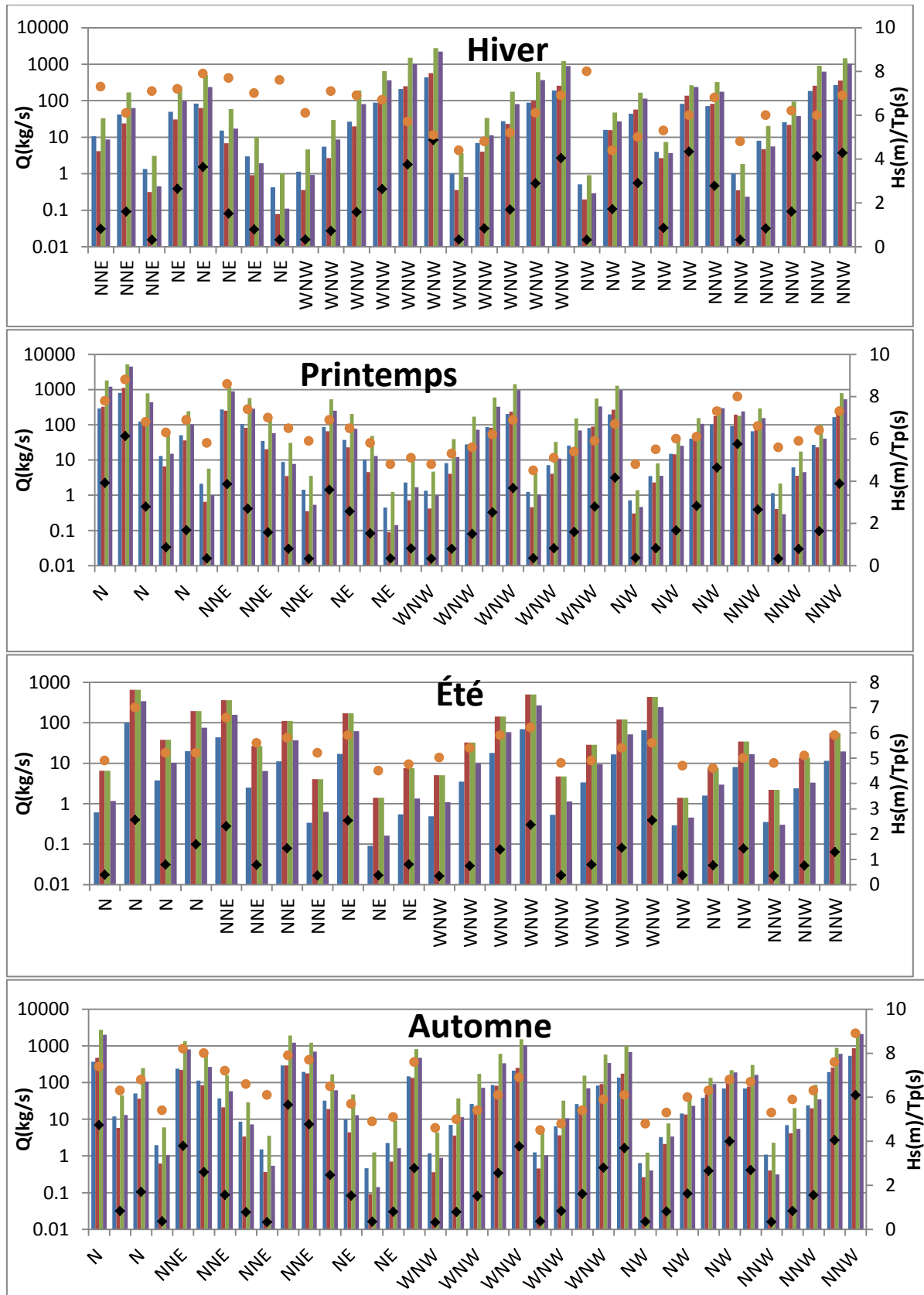


Figure 9 : EL-Hamdania ; Profile 2

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

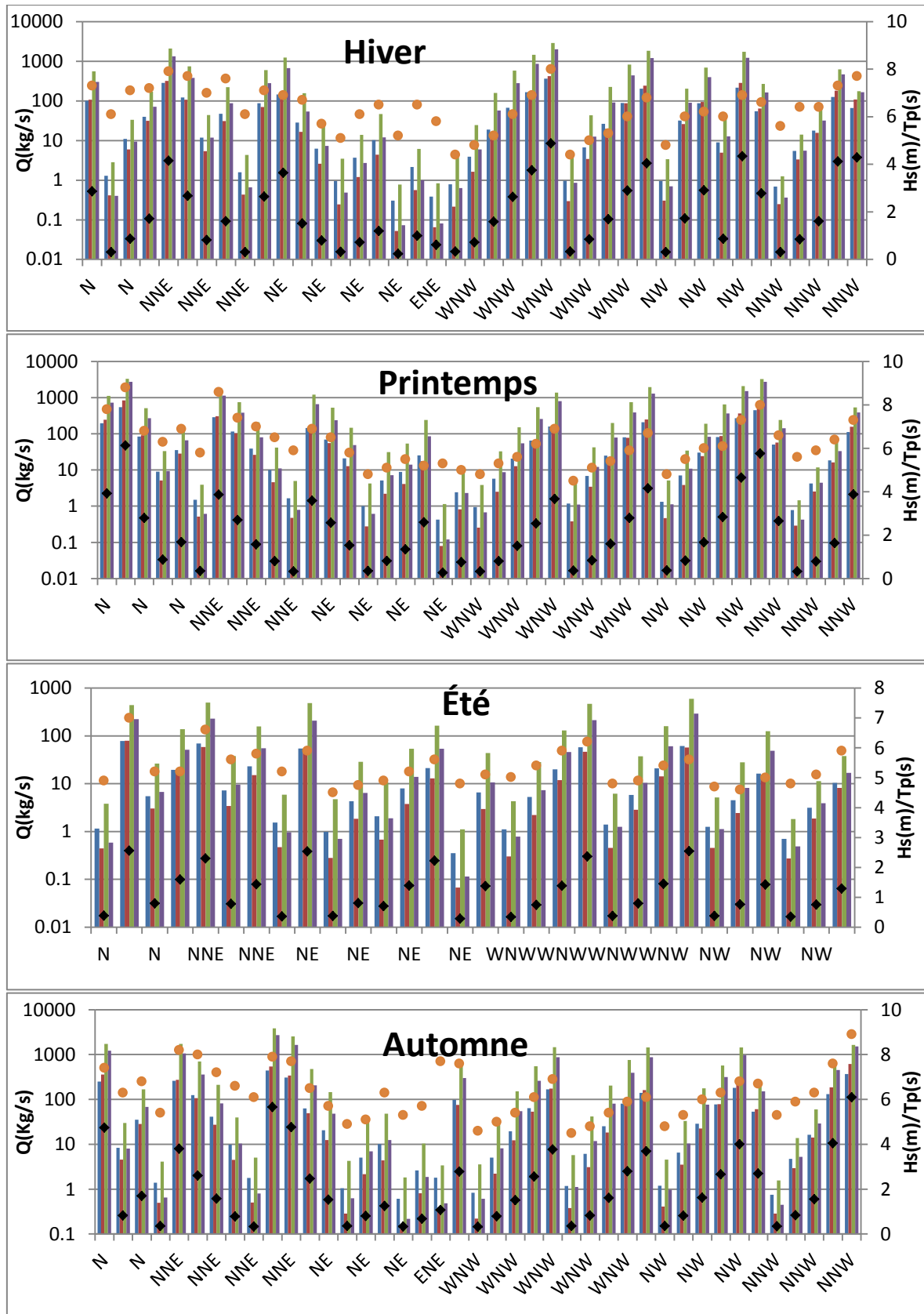


Figure 10 : EL-Hamdania, Profile 3

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

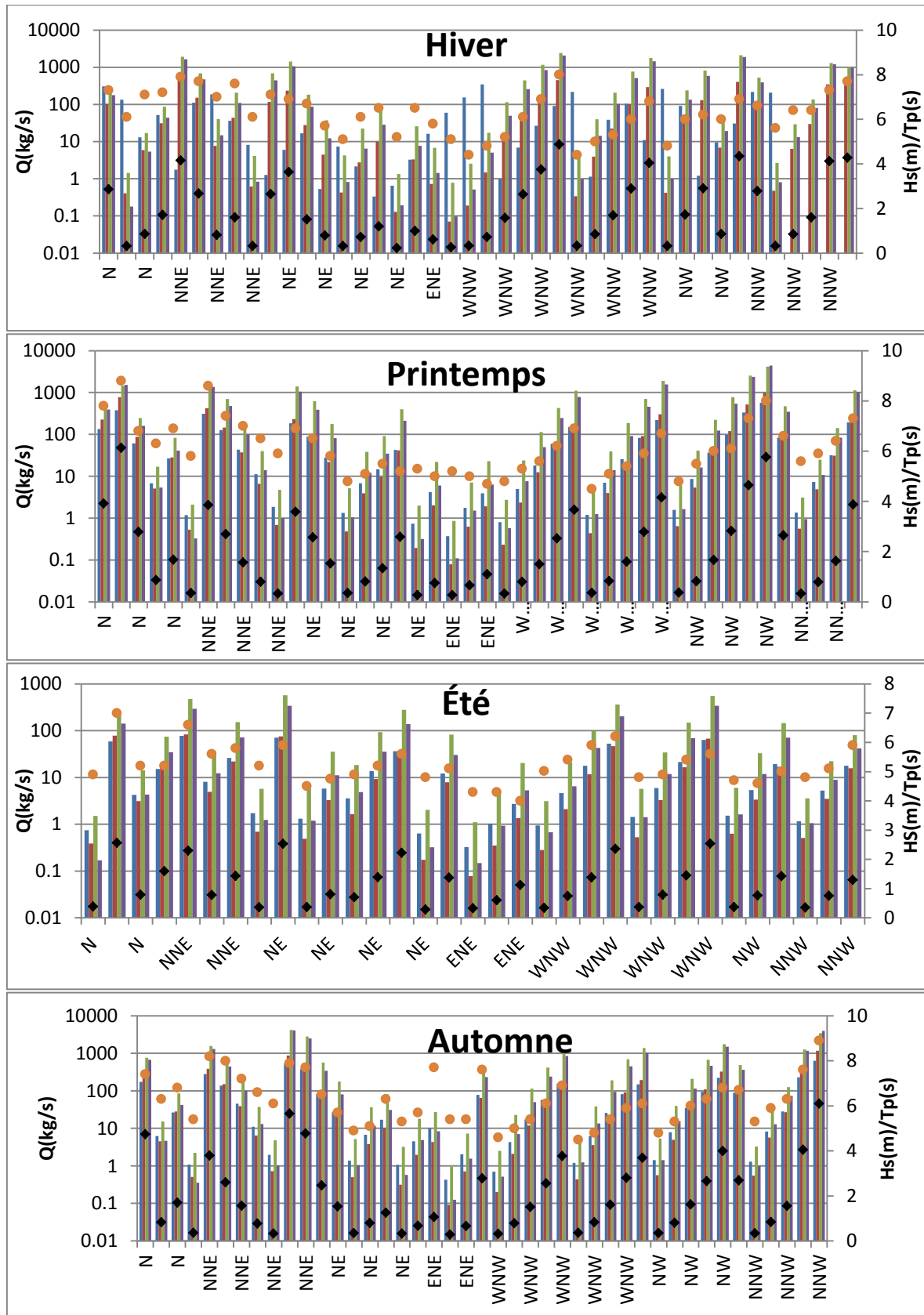


Figure 11 : EL-Hamdania, Profile 4

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

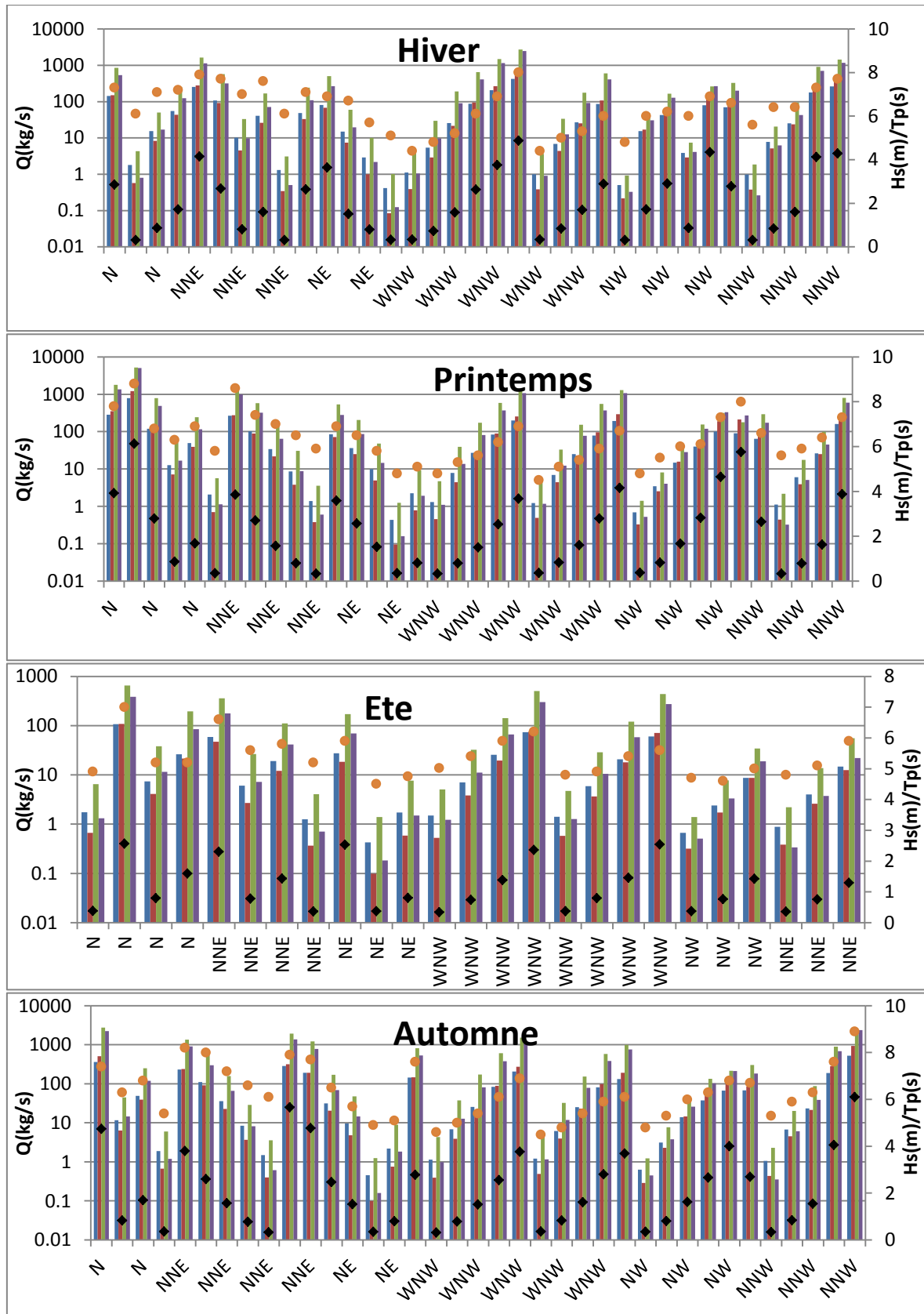


Figure 12 : EL-Hamdania, Profile 5

Annexe III-5 : Taux (kg/s) du transport longshore engendré par une houle (Hs, Tp, Dir) par saison pour chaque profil de plage

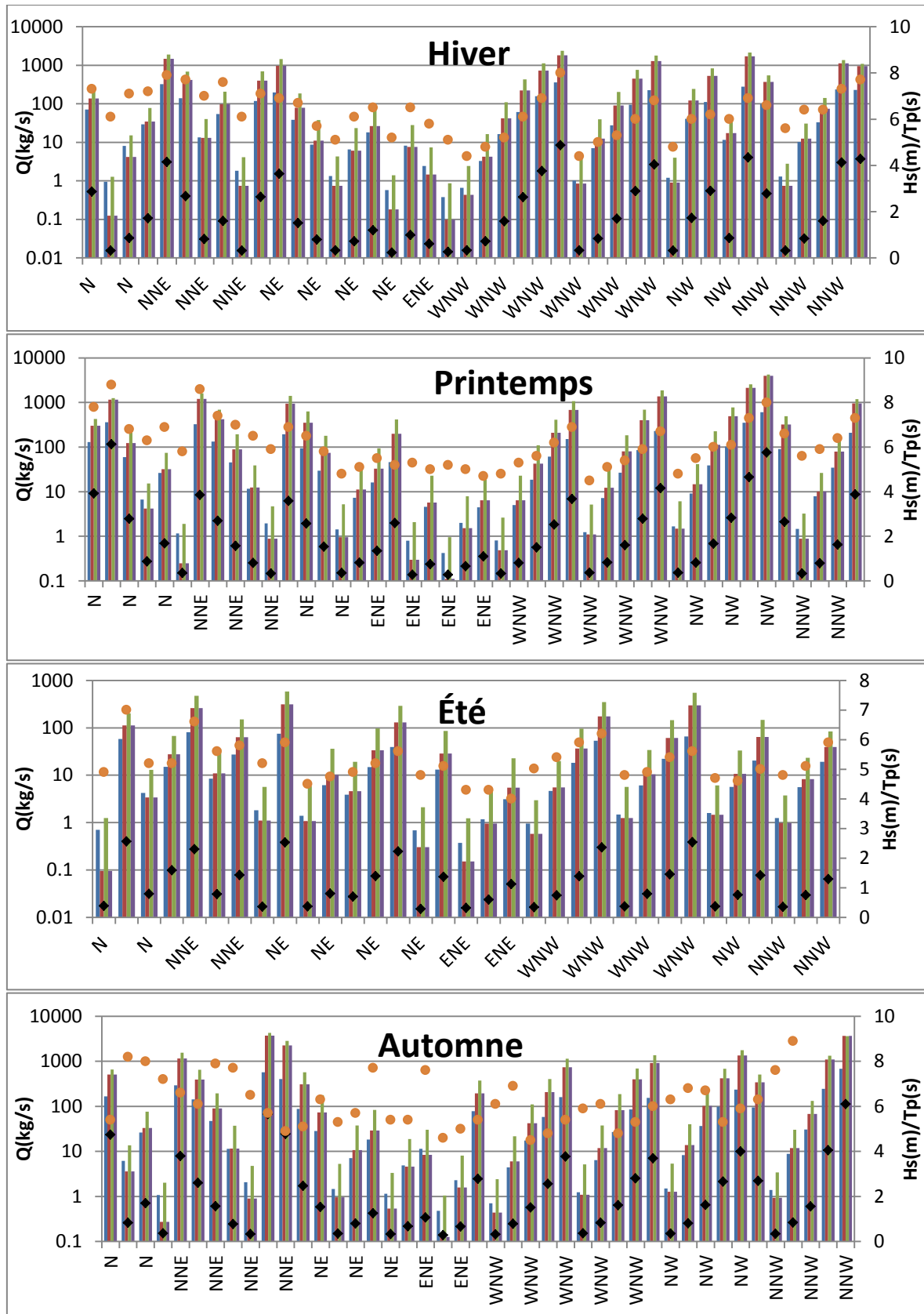
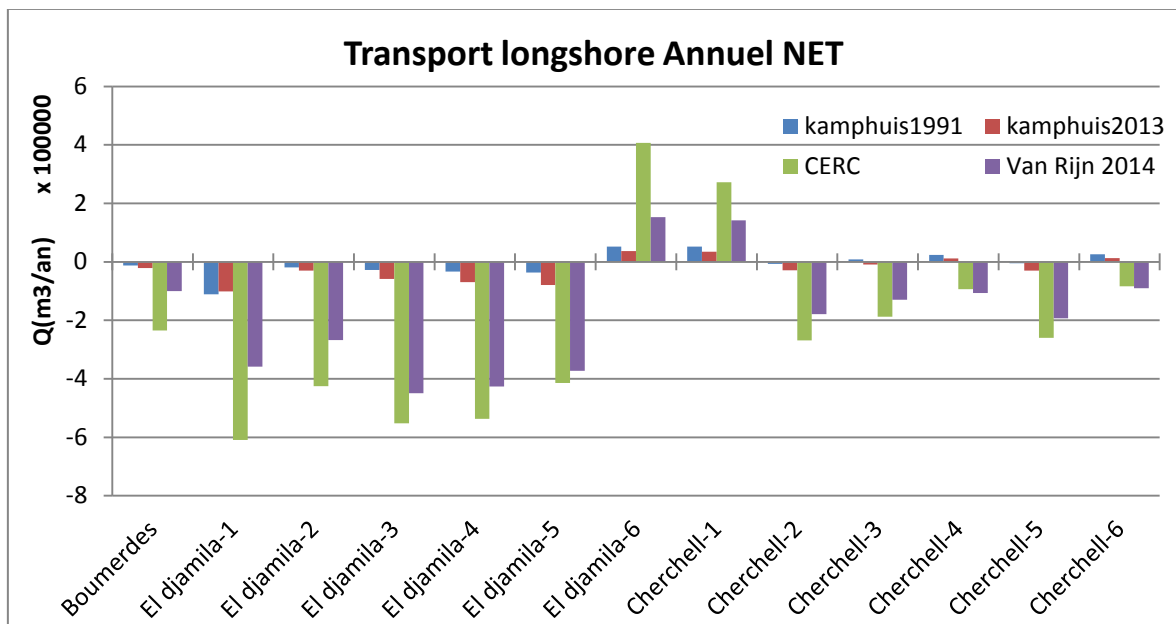
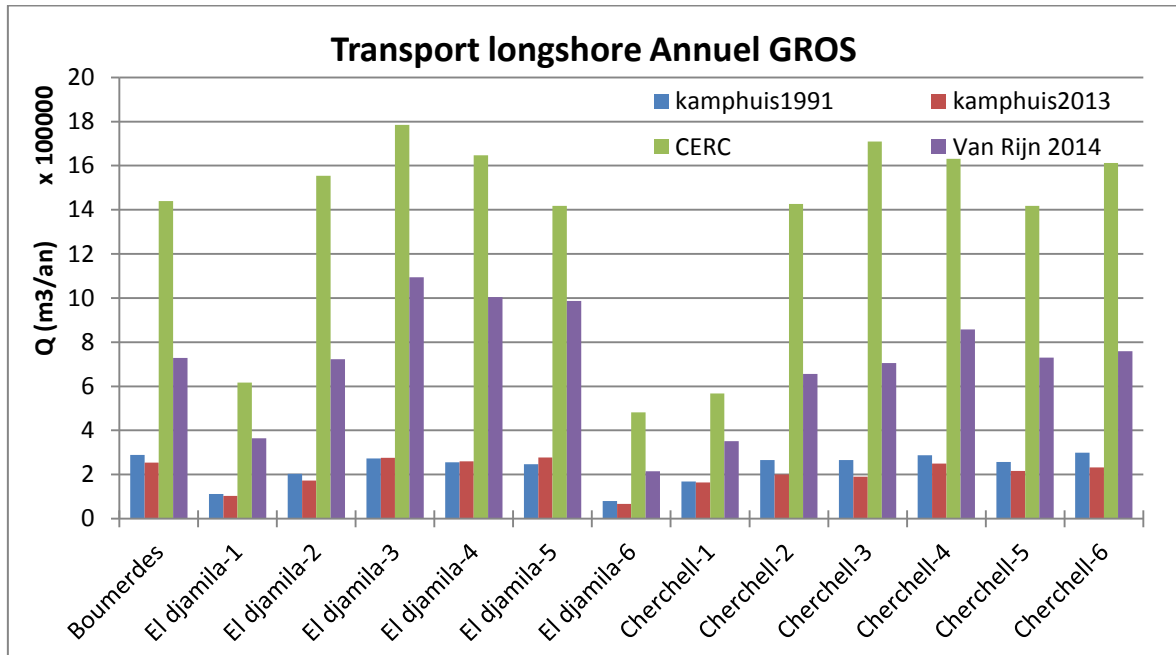
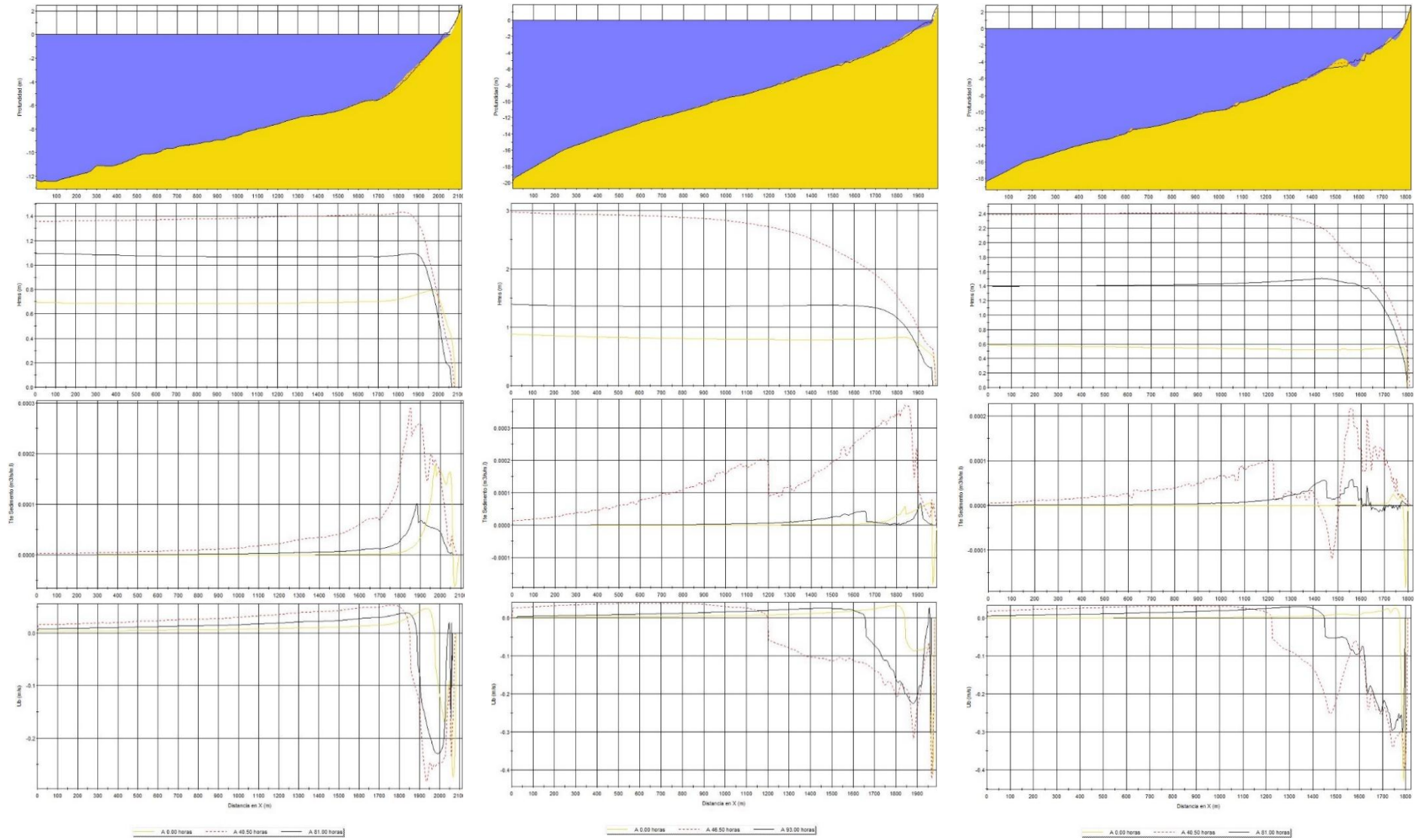


Figure 13 : EL-Hamdania ,Profile 6

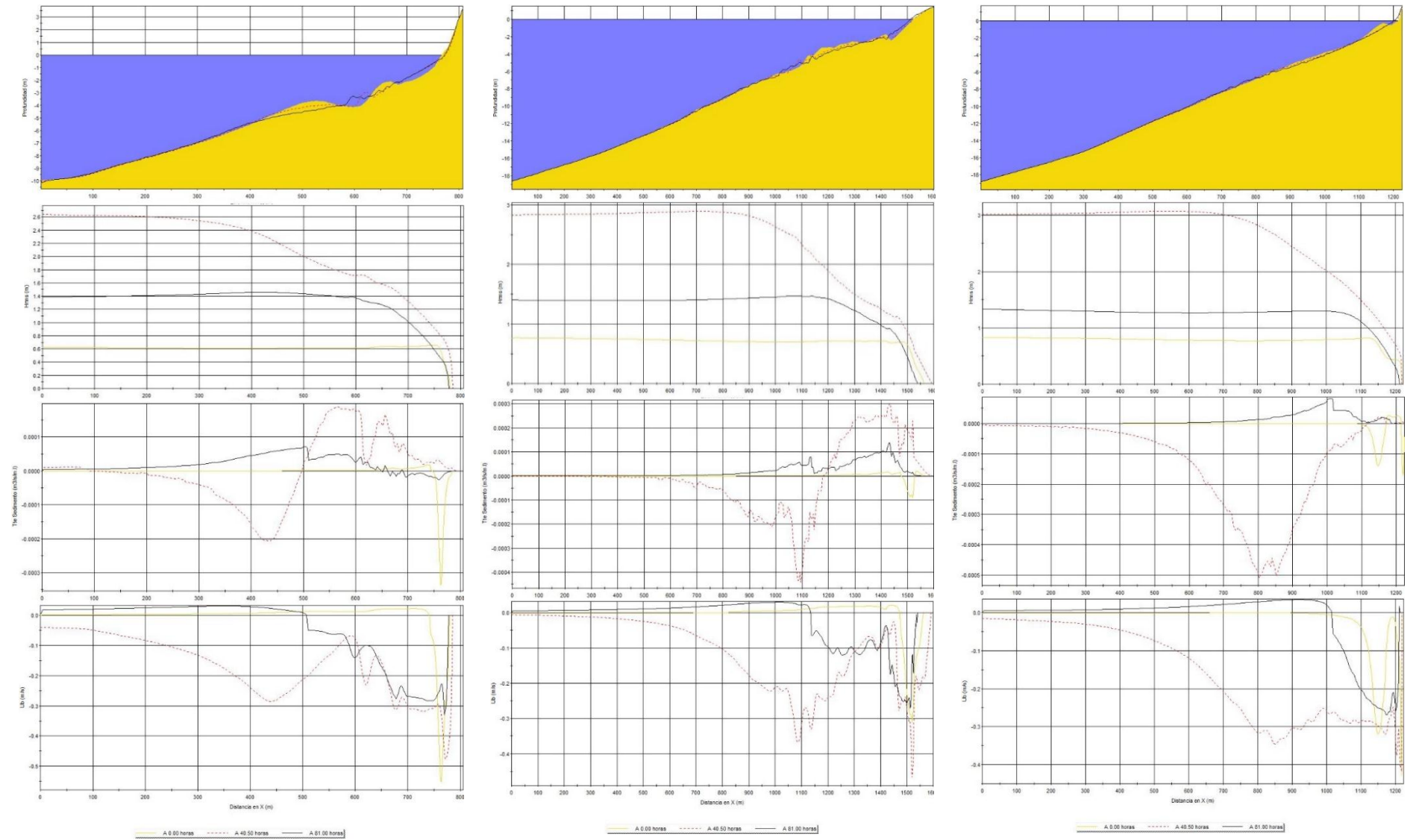
Annexe III-6 :Le transport longshore annuel Gros et Net



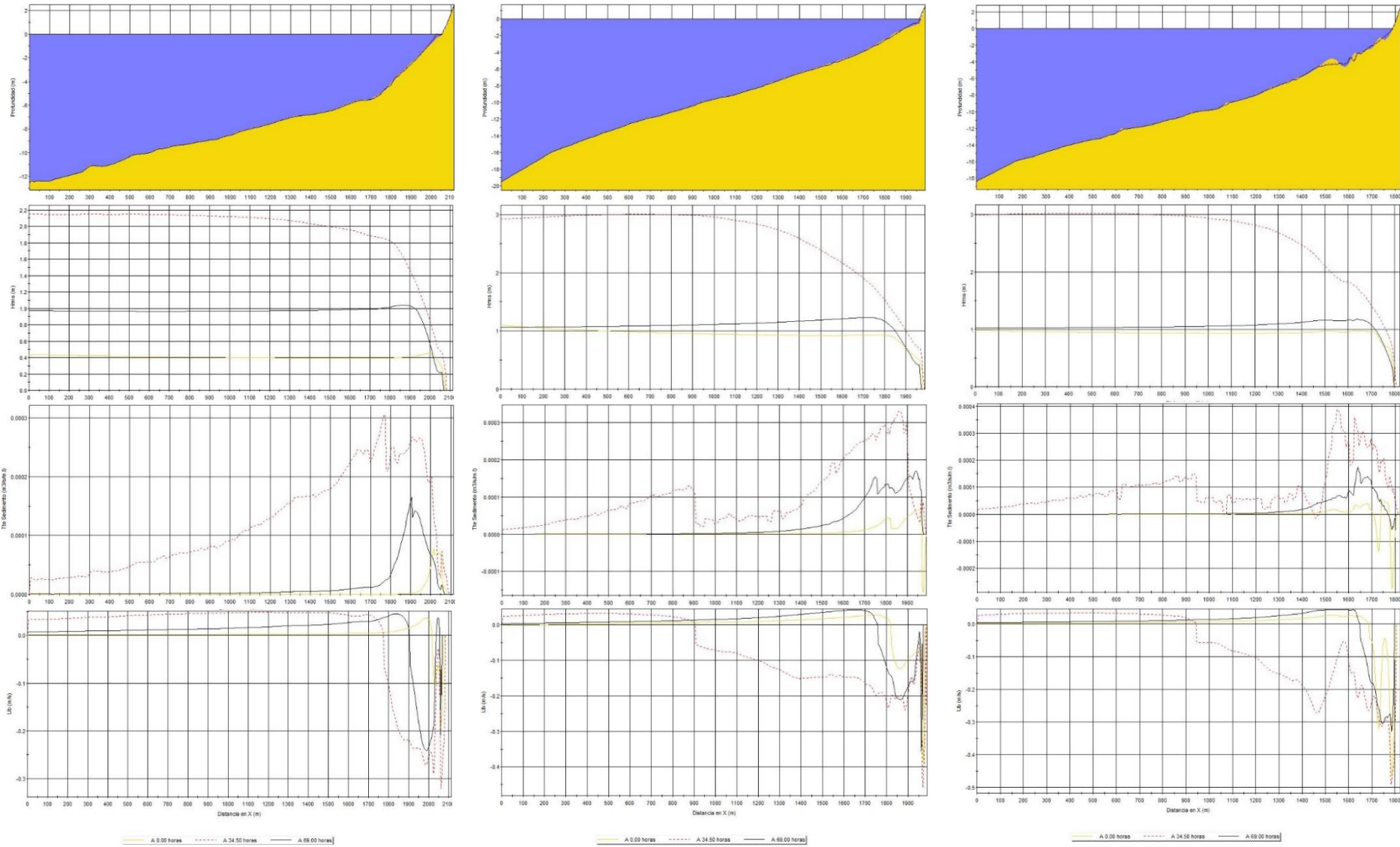
Annexe IV-1-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2009 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'El Djamila.



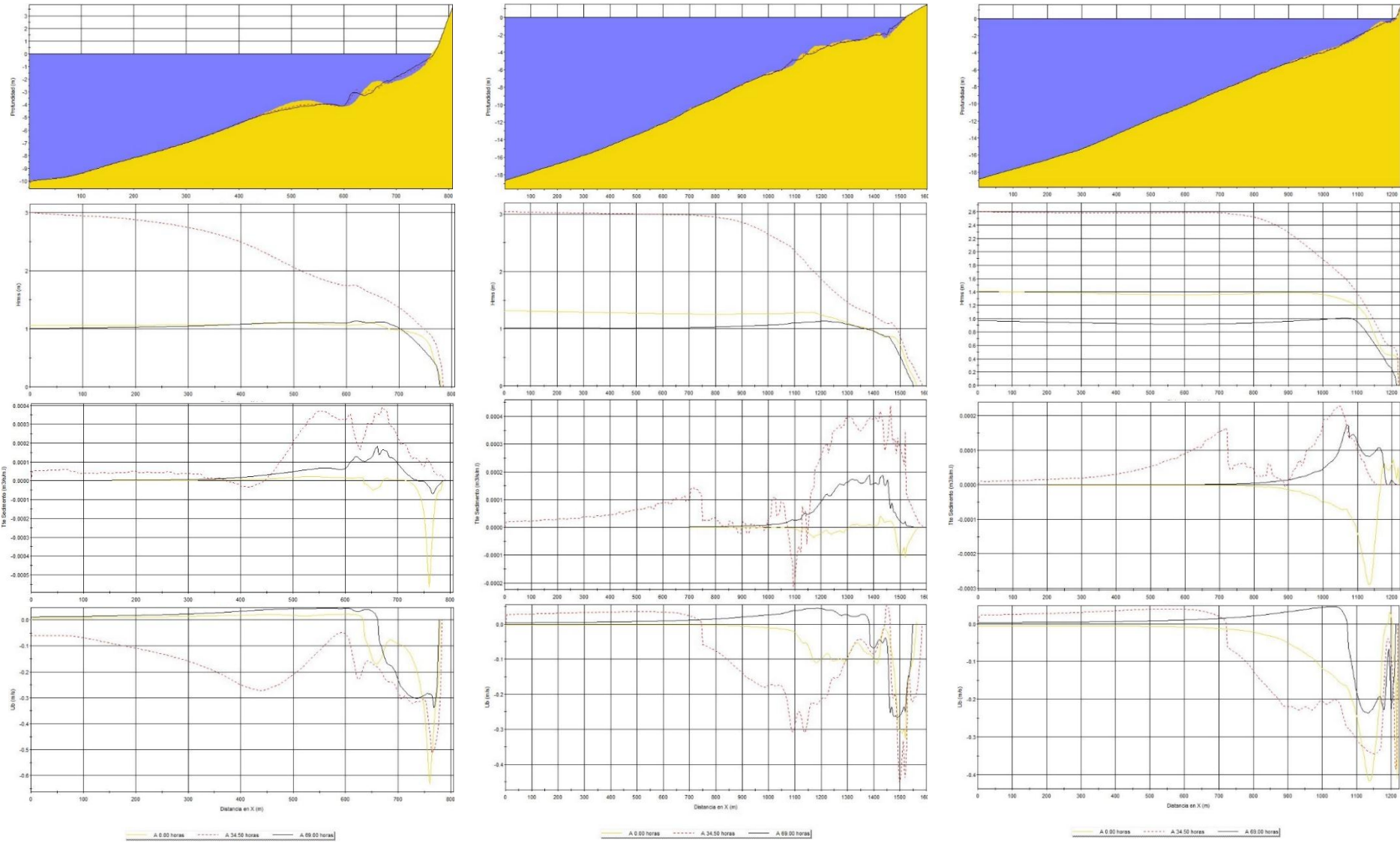
**Annexe IV-1-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2009 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'El Djamila.**



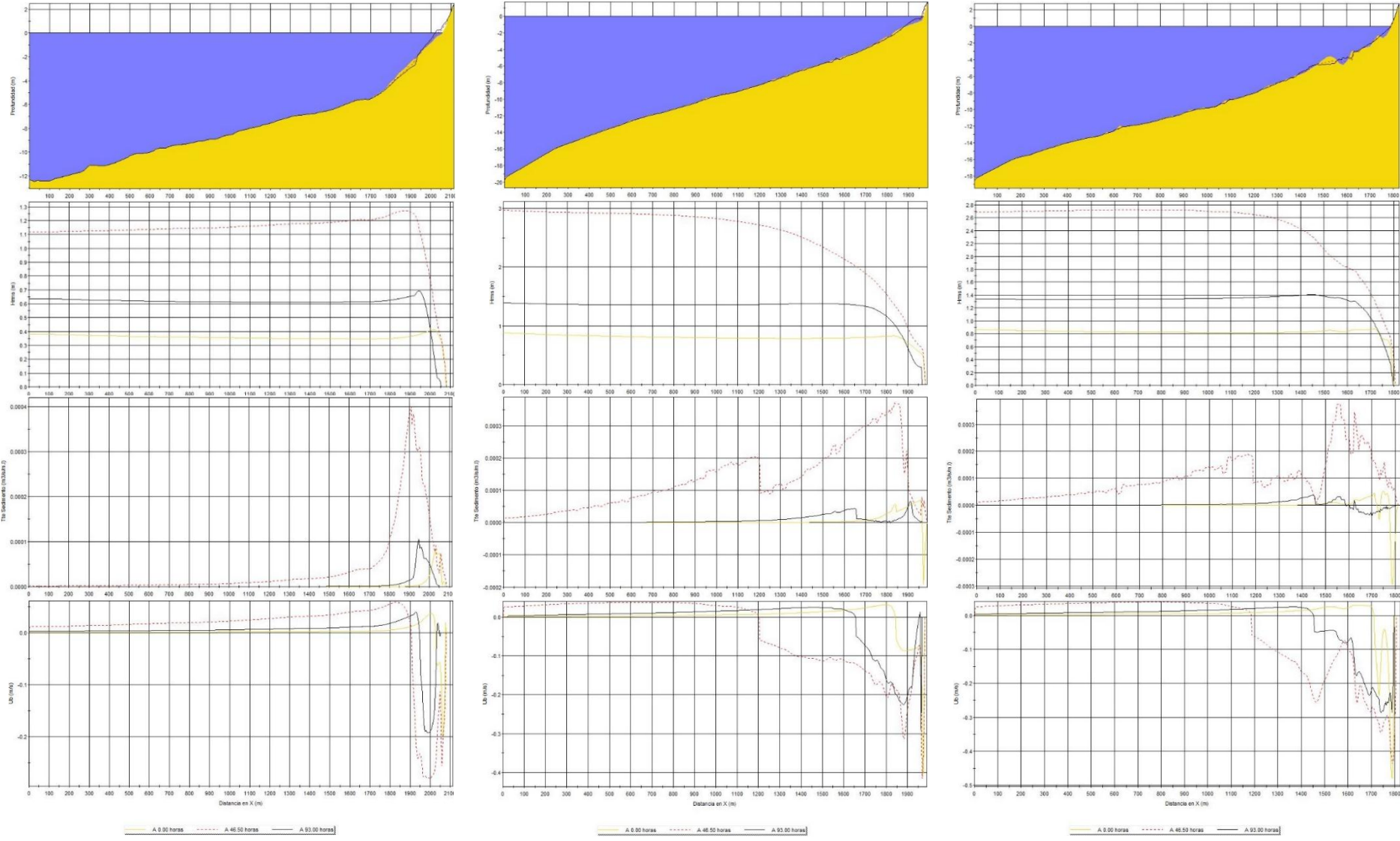
Annexe IV-2-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2014 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'El Djamila.



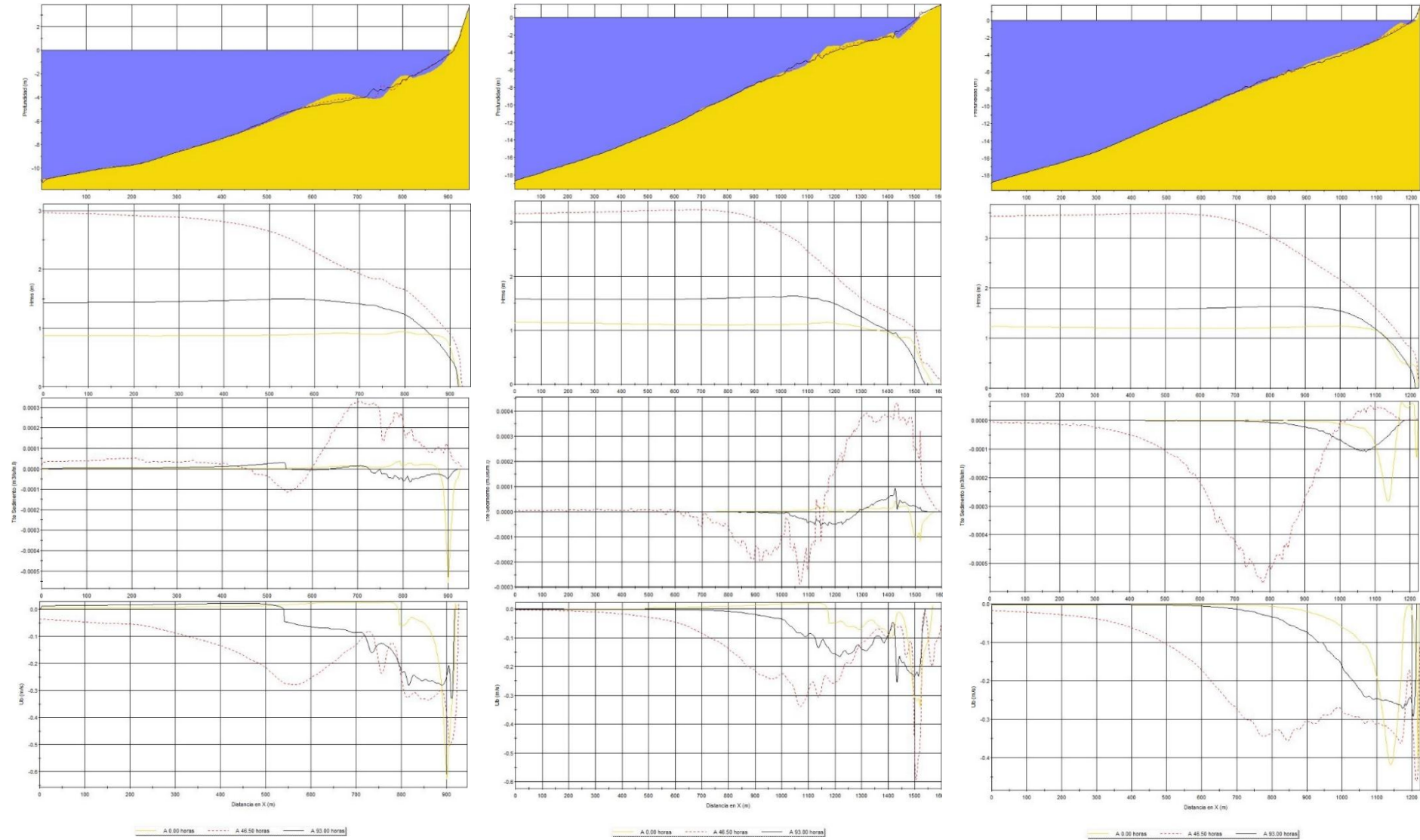
**Annexe IV-2-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2014 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'El Djamila.**



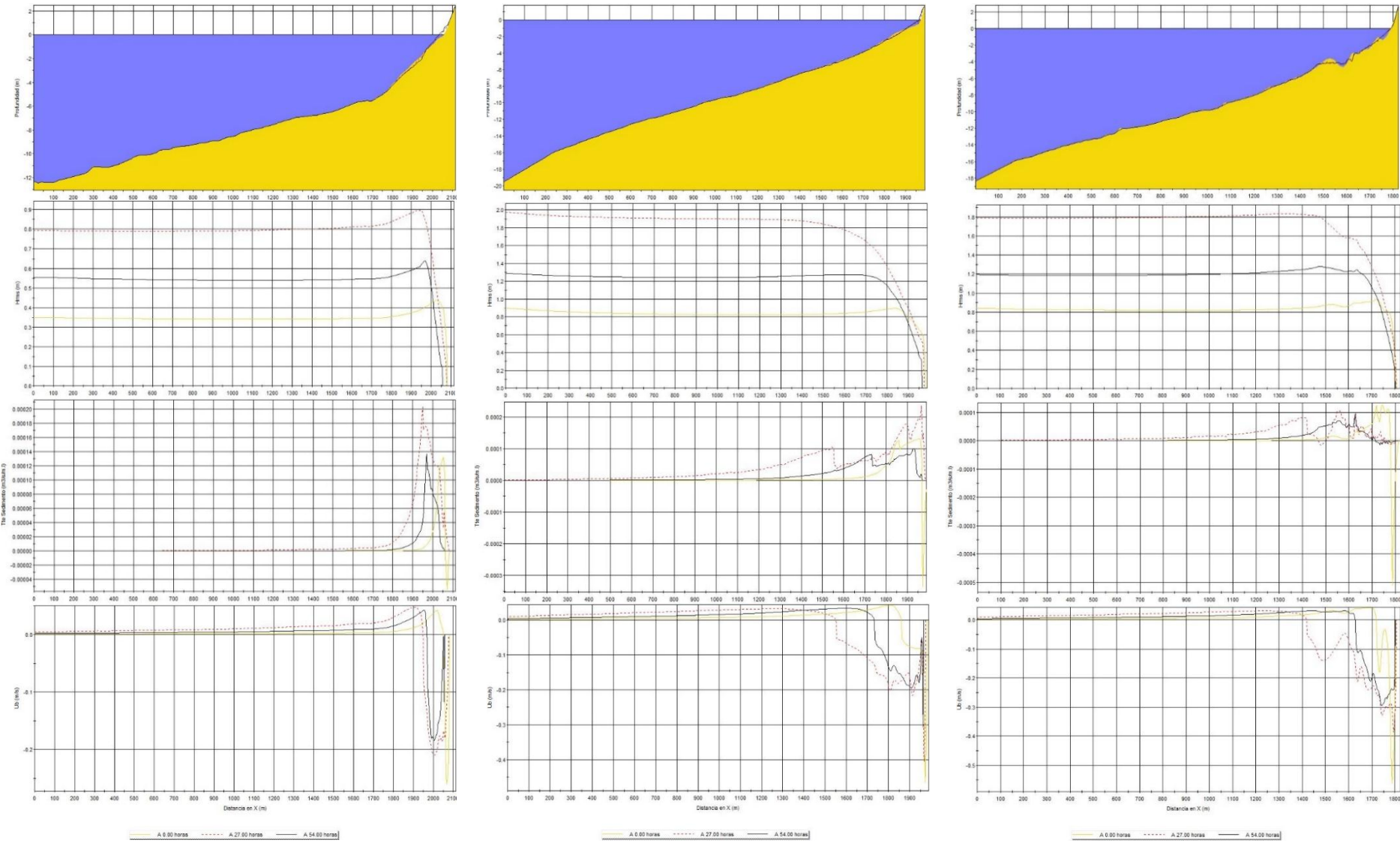
Annexe IV-3-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2015 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'El Djamila.



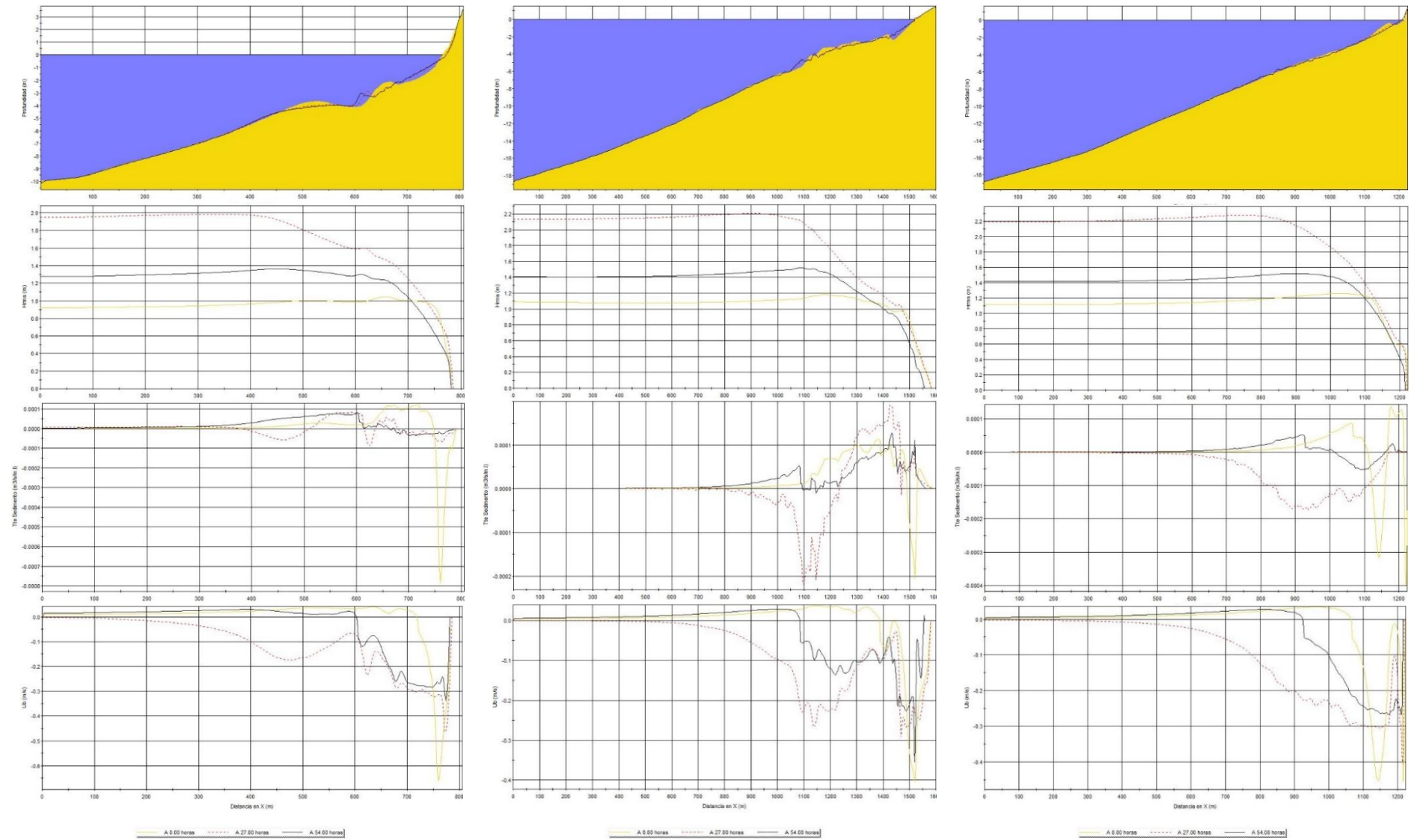
**Annexe IV-3-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2015 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'El Djamila.**



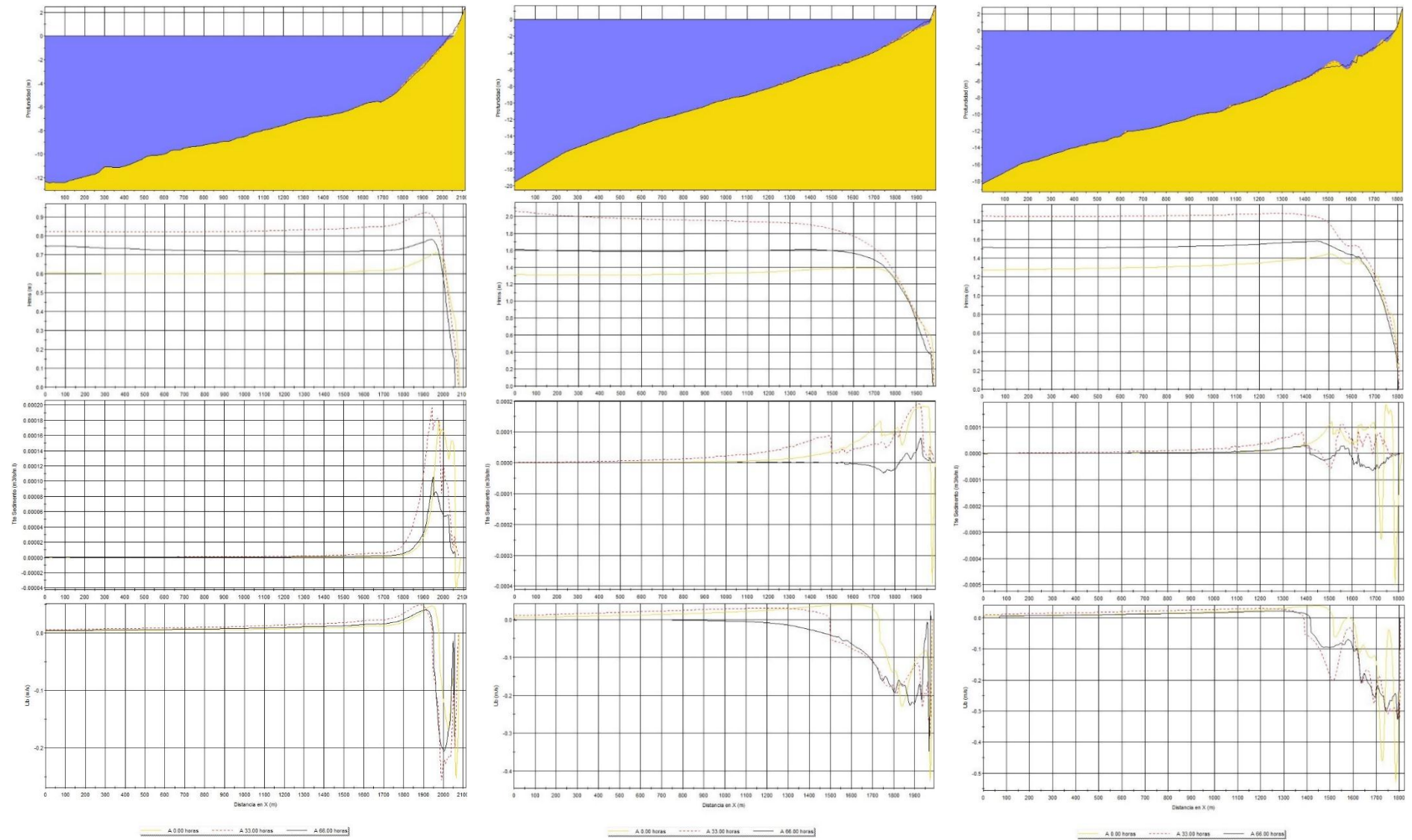
**Annexe IV-4-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2013 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d’El Djamila.**



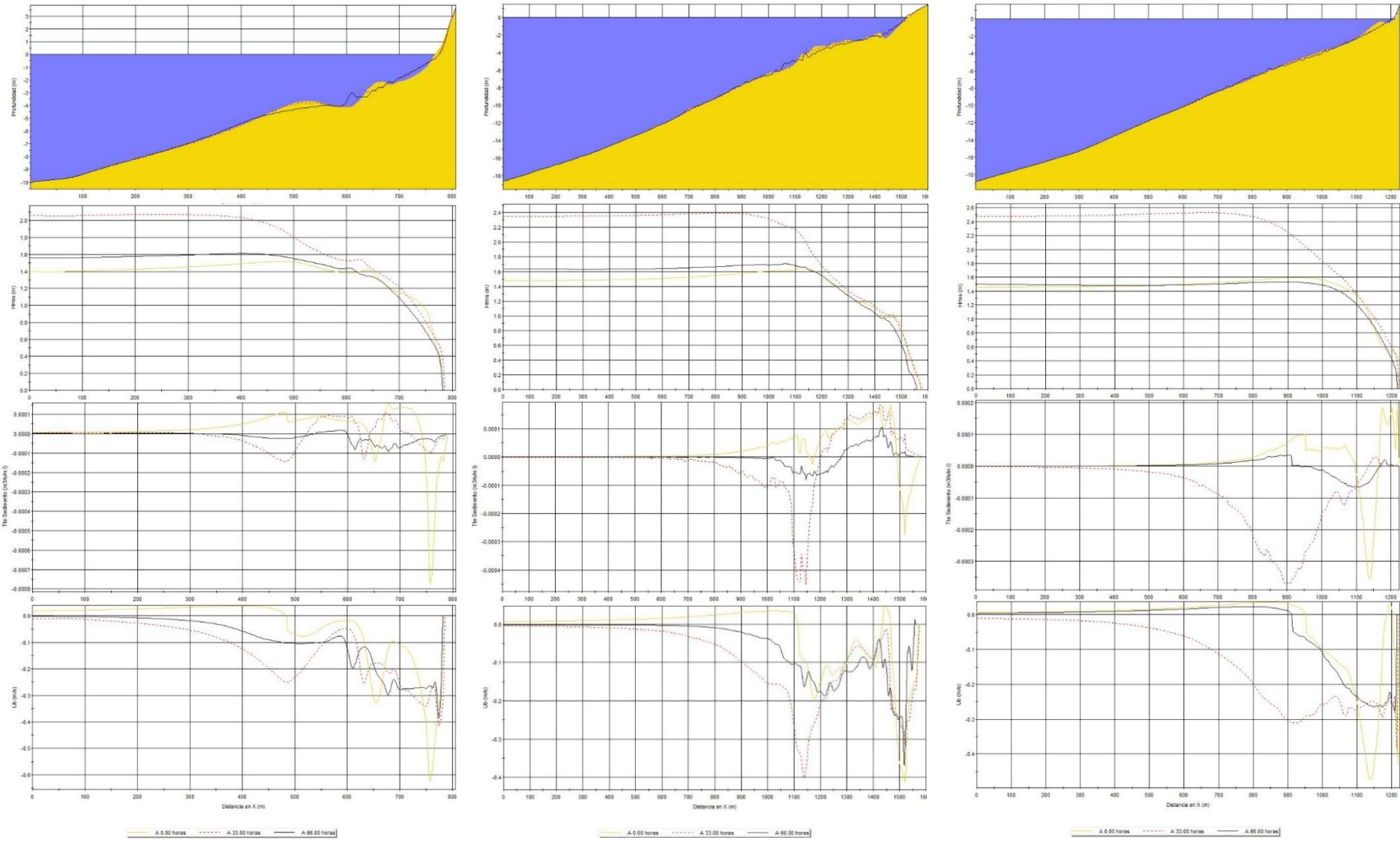
Annexe IV-4-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2013 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'El Djamila.



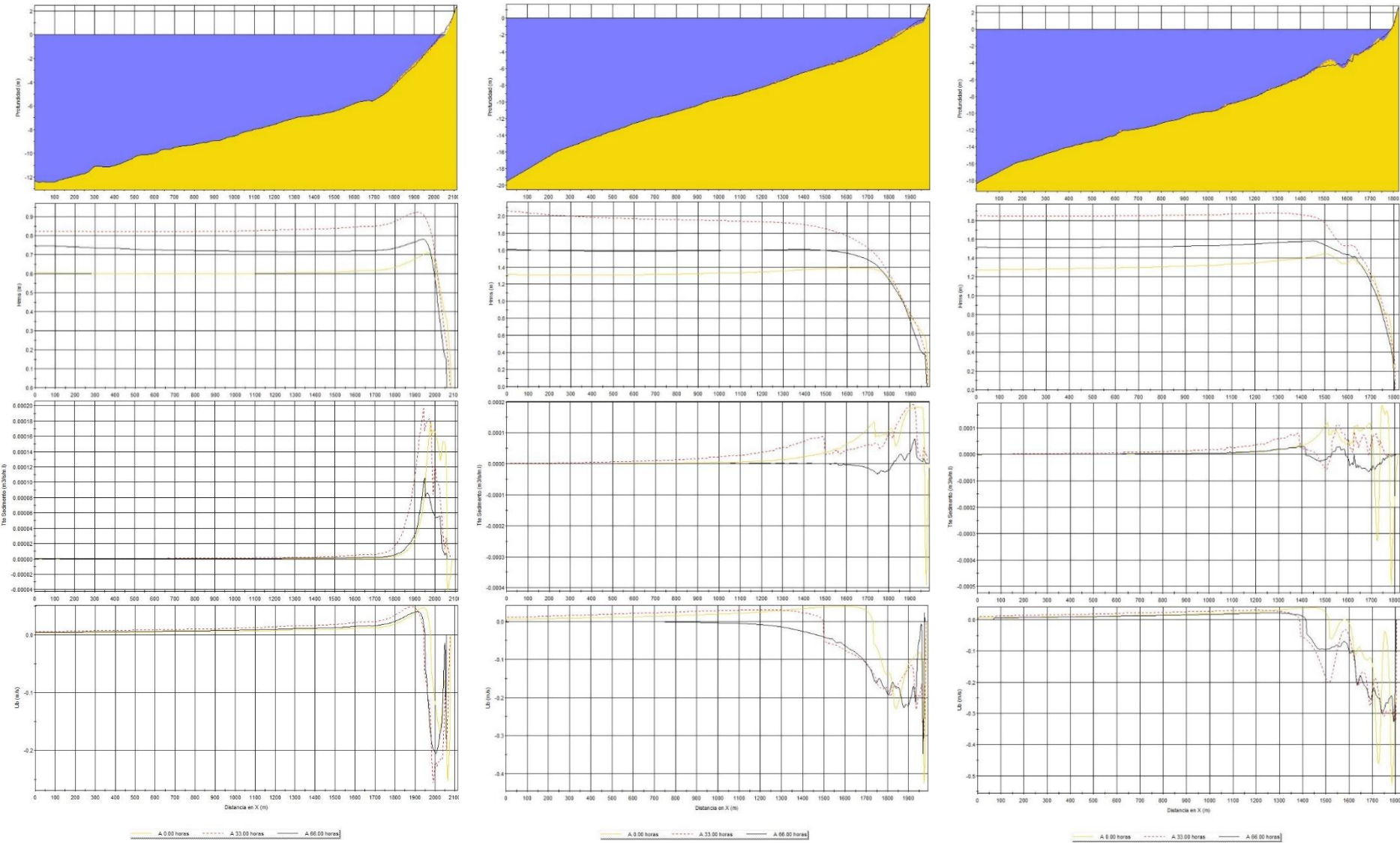
Annexe IV-5-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 1995 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'El Djamila.



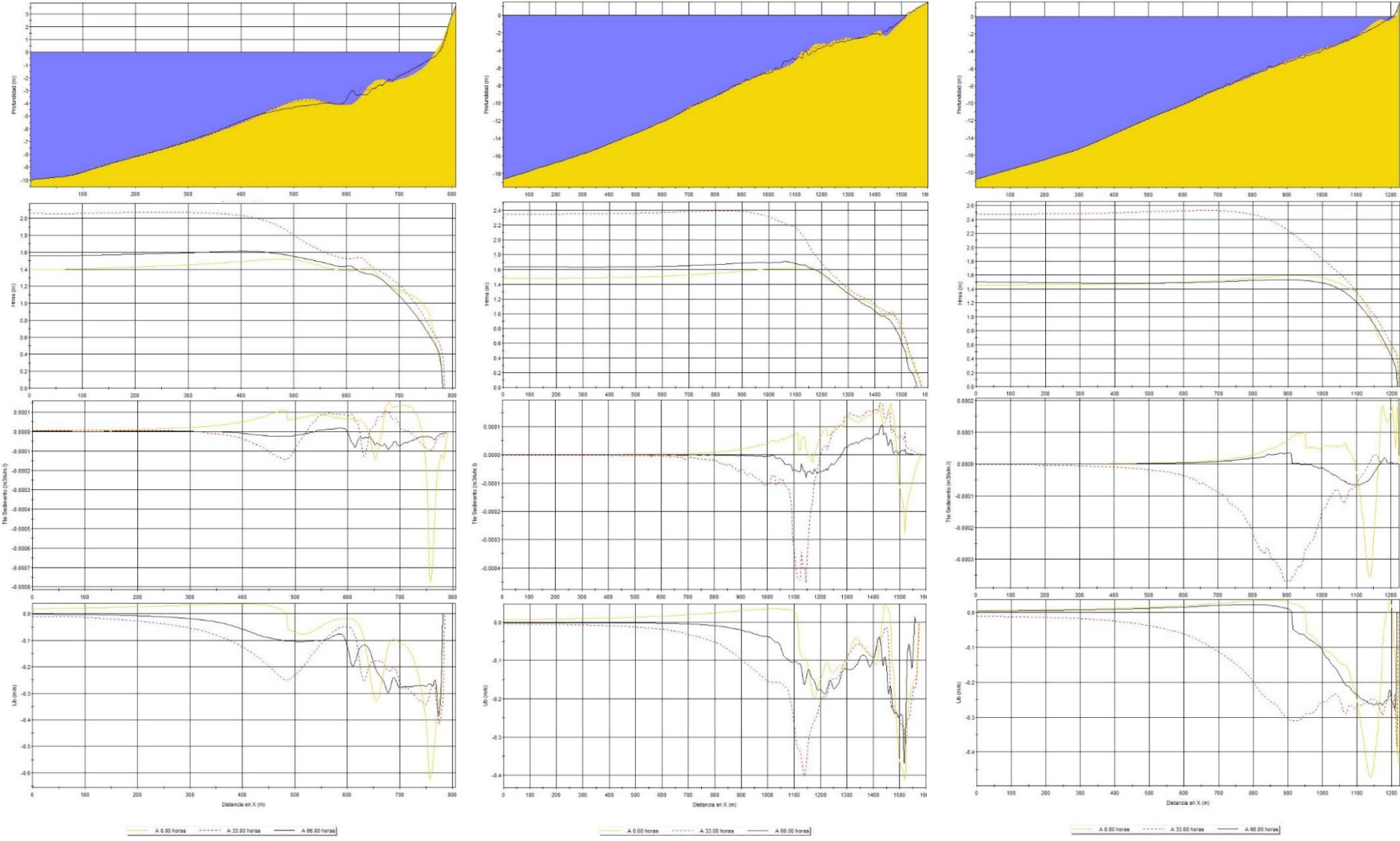
**Annexe IV-5-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 1995 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'El Djamila.**



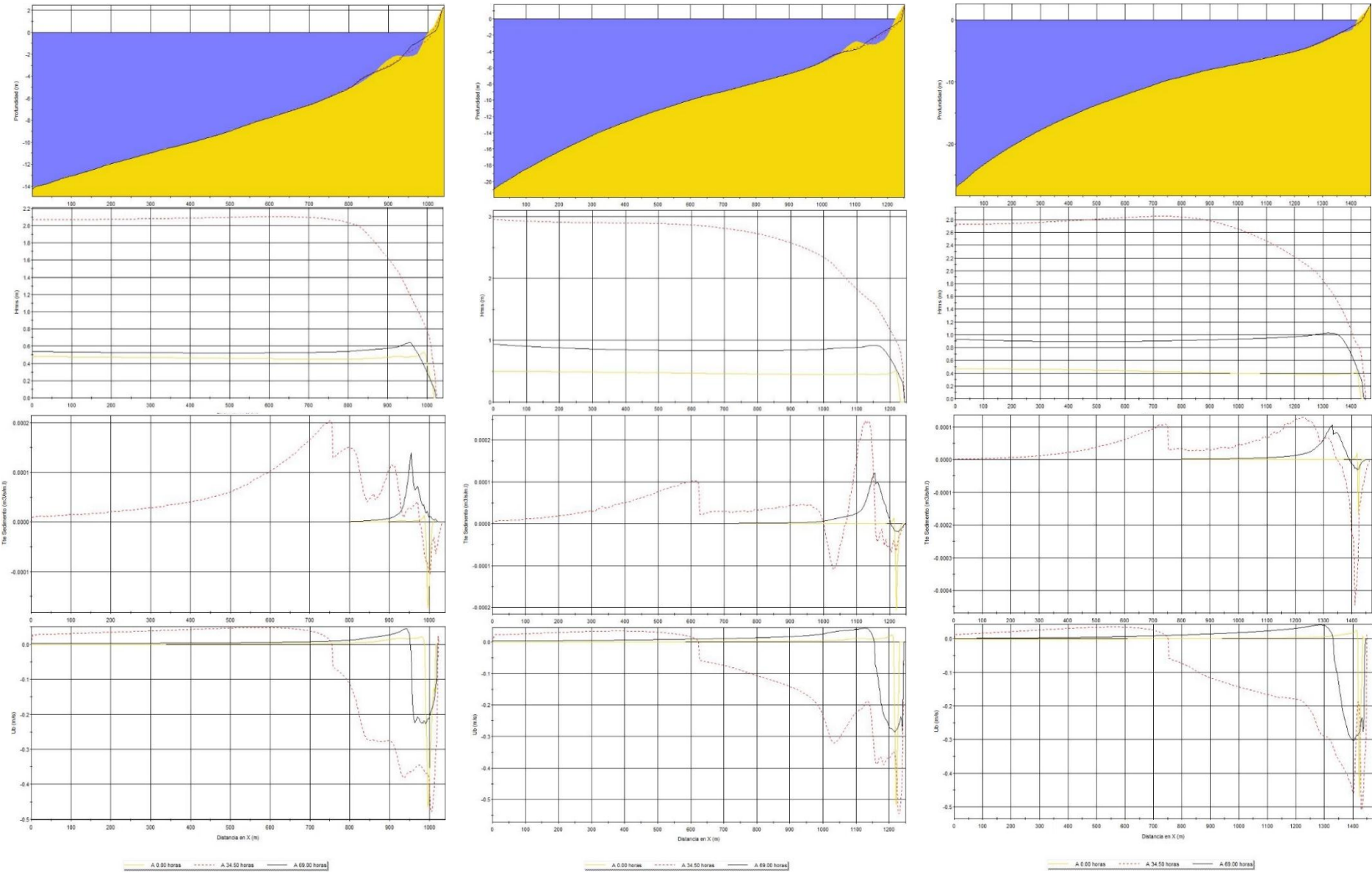
**Annexe IV-6-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2018 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'El Djamila.**



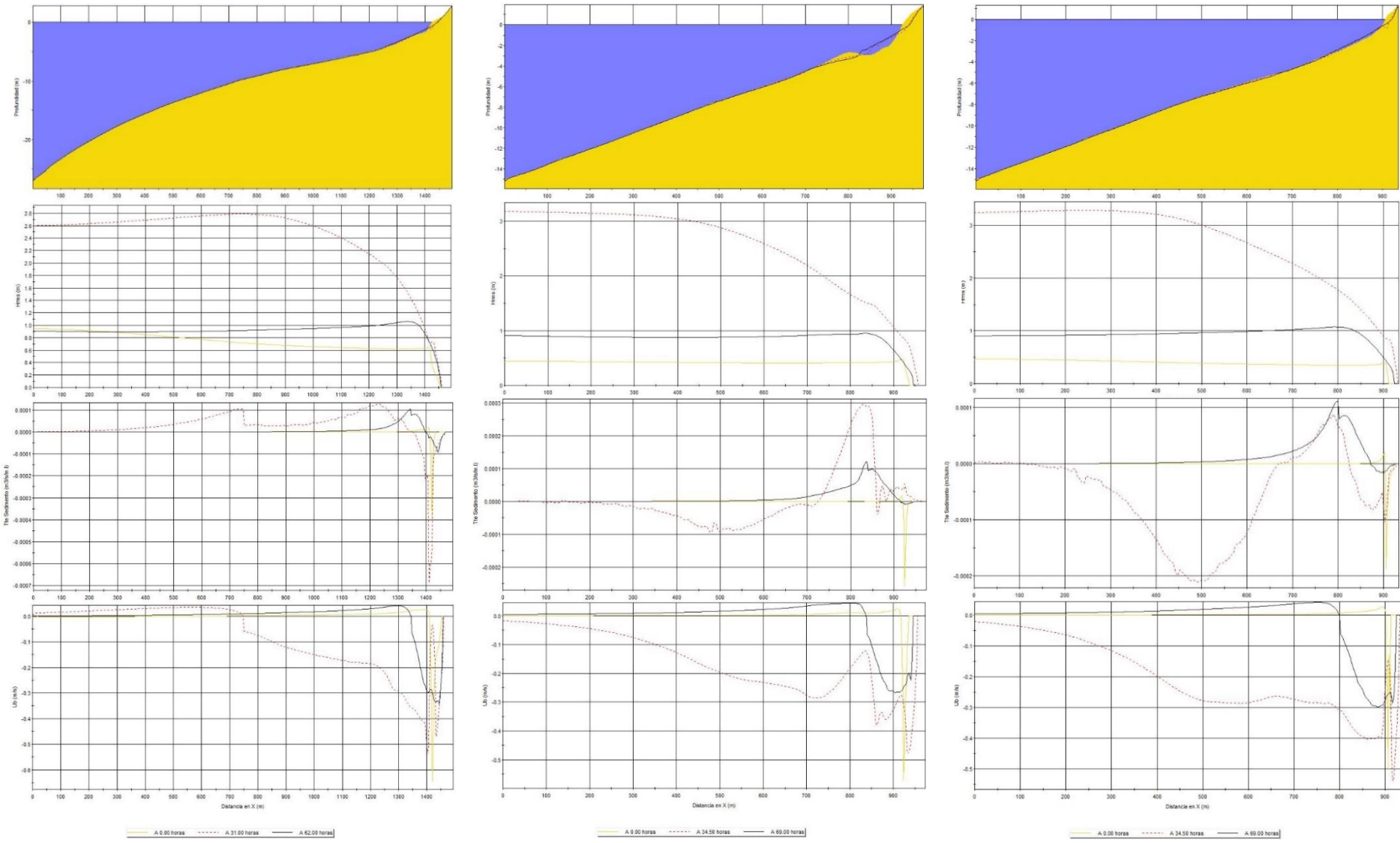
**Annexe IV-6-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2018 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'El Djamila.**



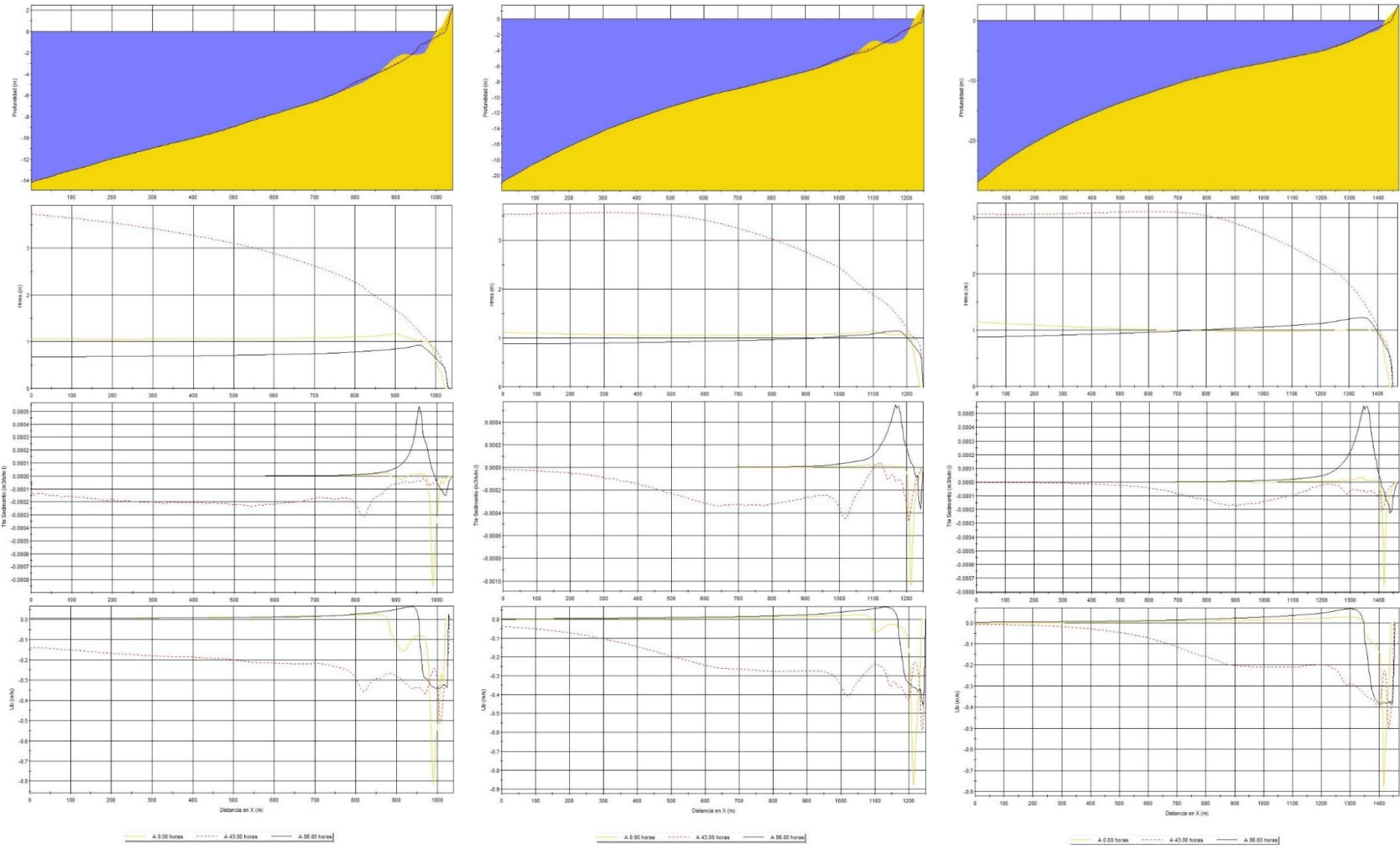
Annexe IV-7-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2007 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'el Hamdania.



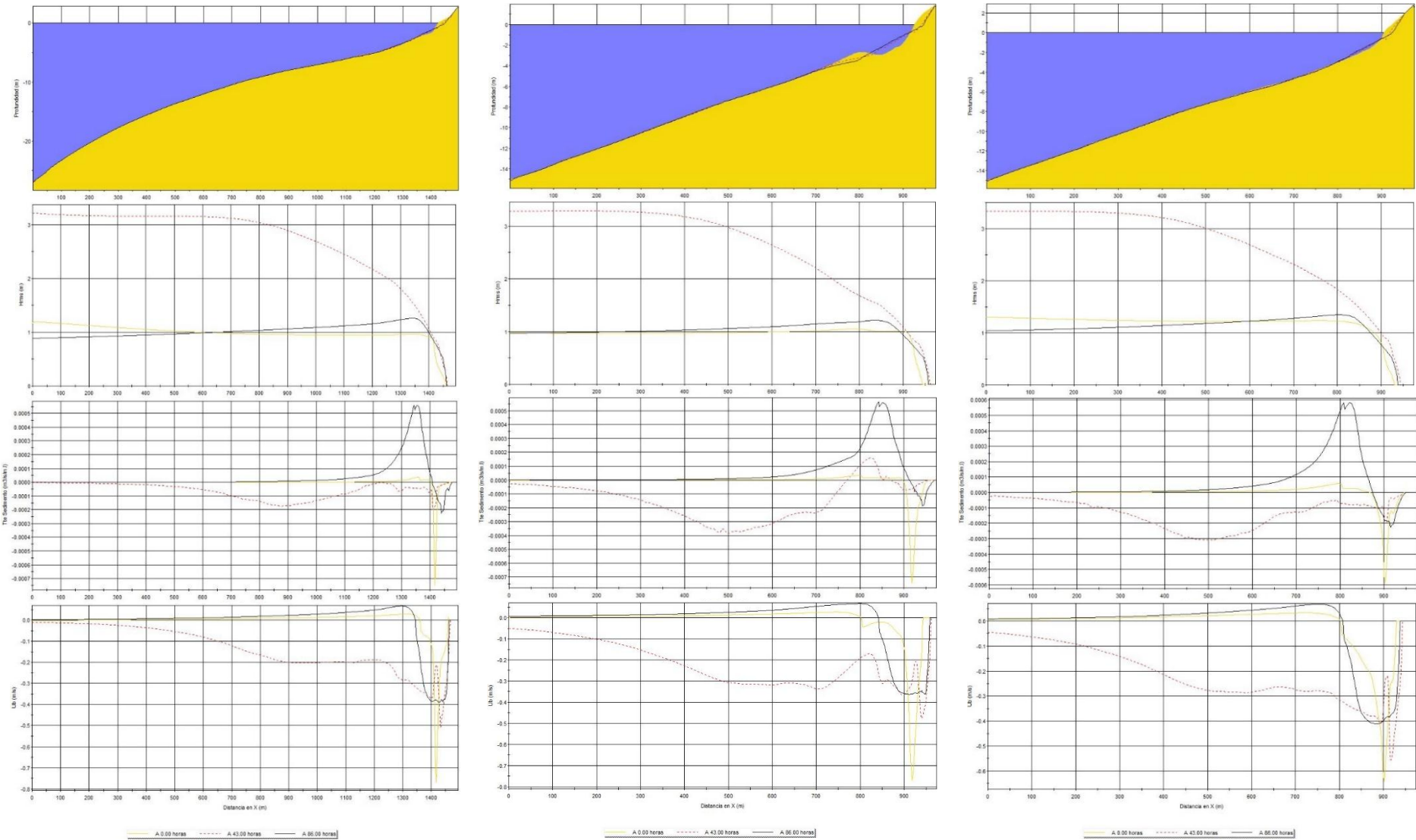
**Annexe IV-7-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2007 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d’el Hamdania.**



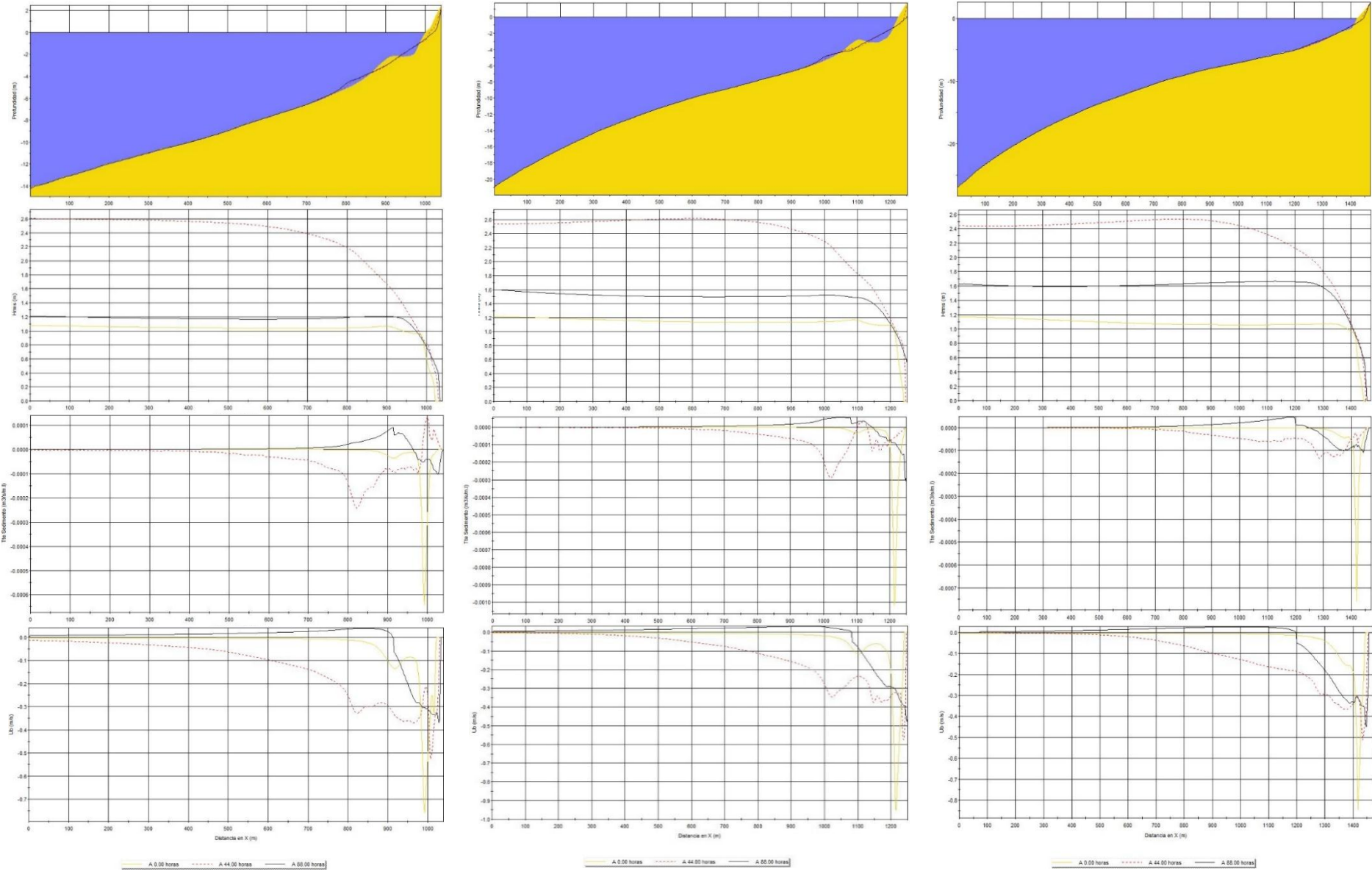
Annexe IV-8-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2009 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'el Hamdania.



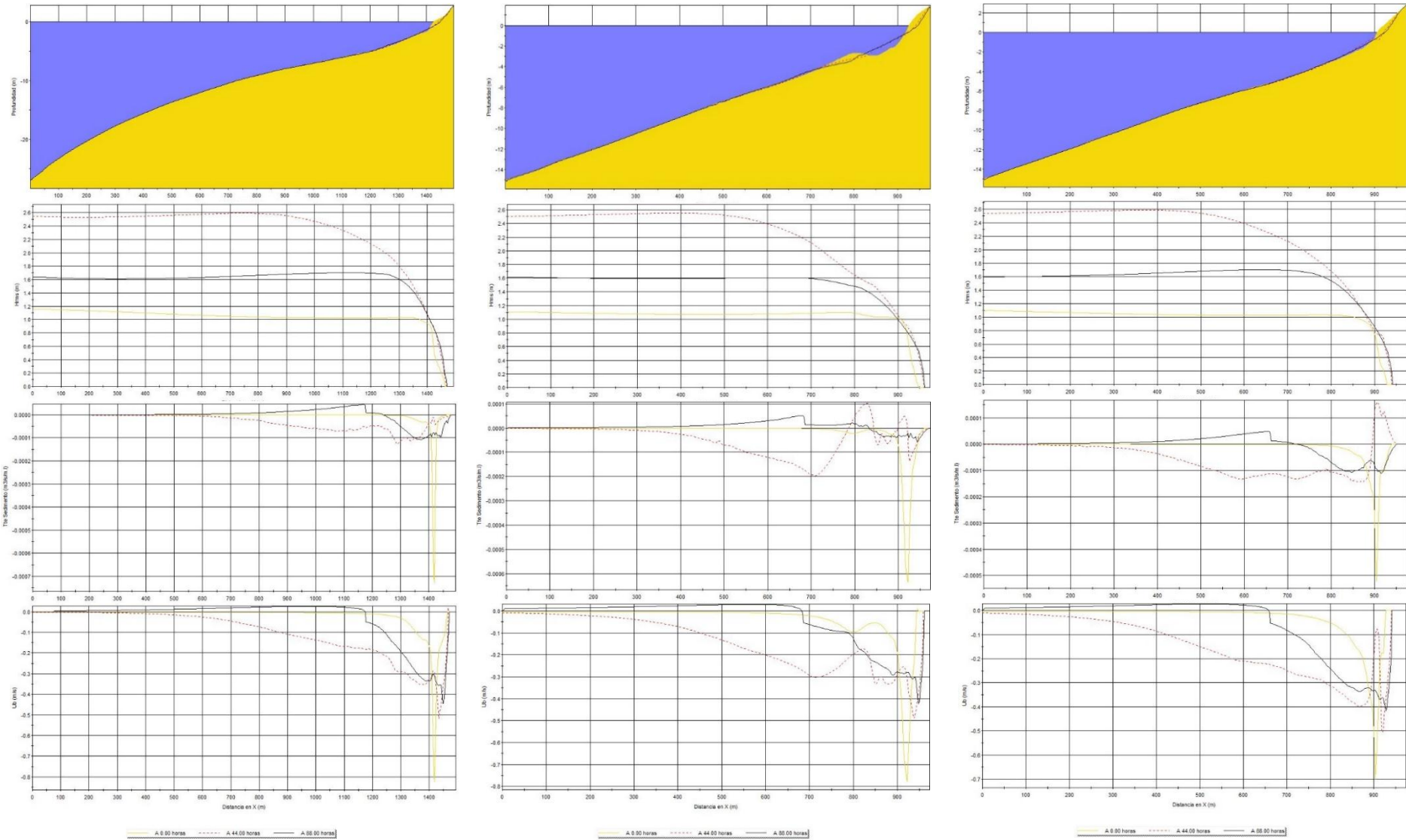
**Annexe IV-8-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2009 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'el Hamdania.**



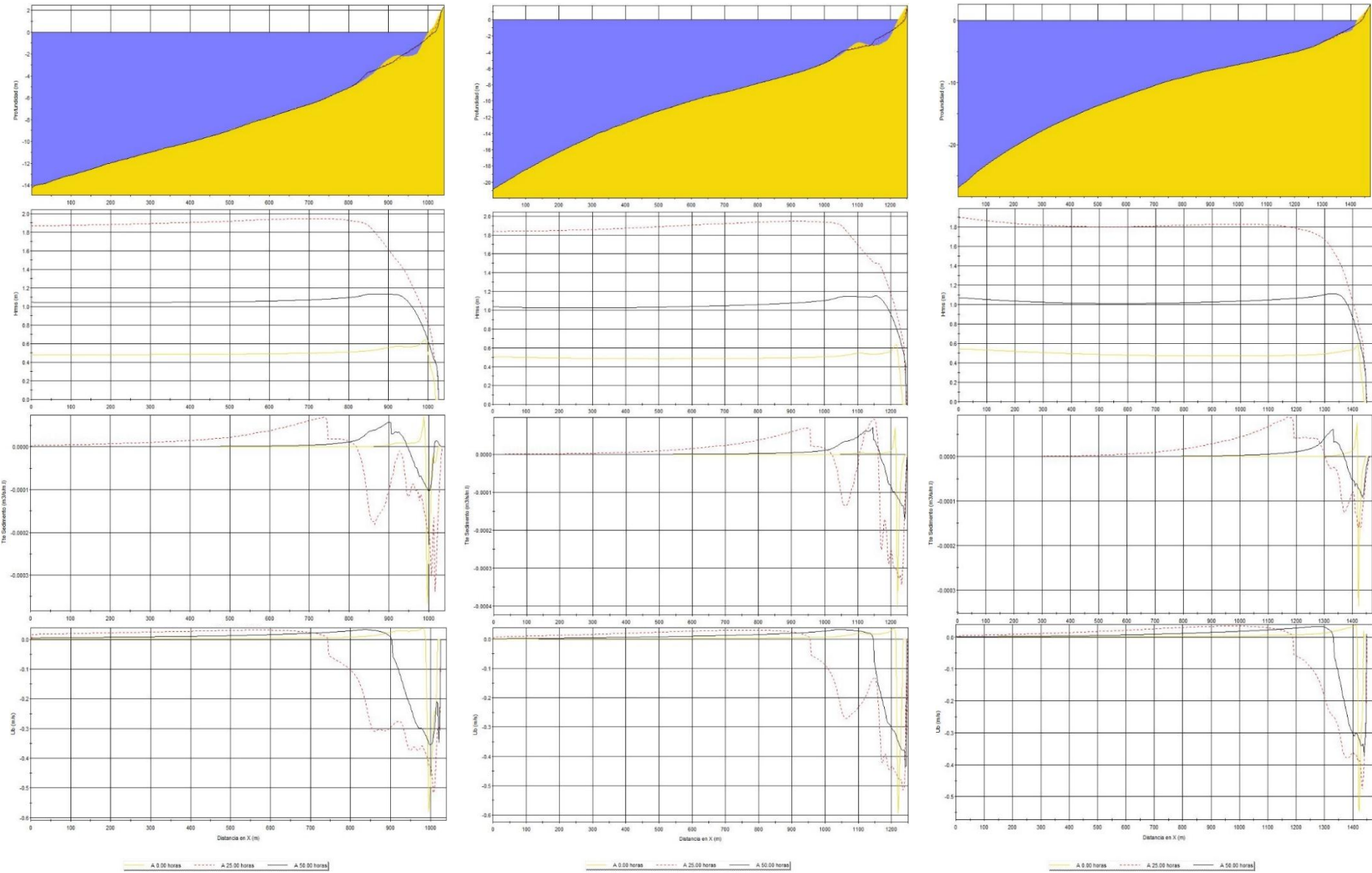
Annexe IV-9-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 1996 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'el Hamdania.



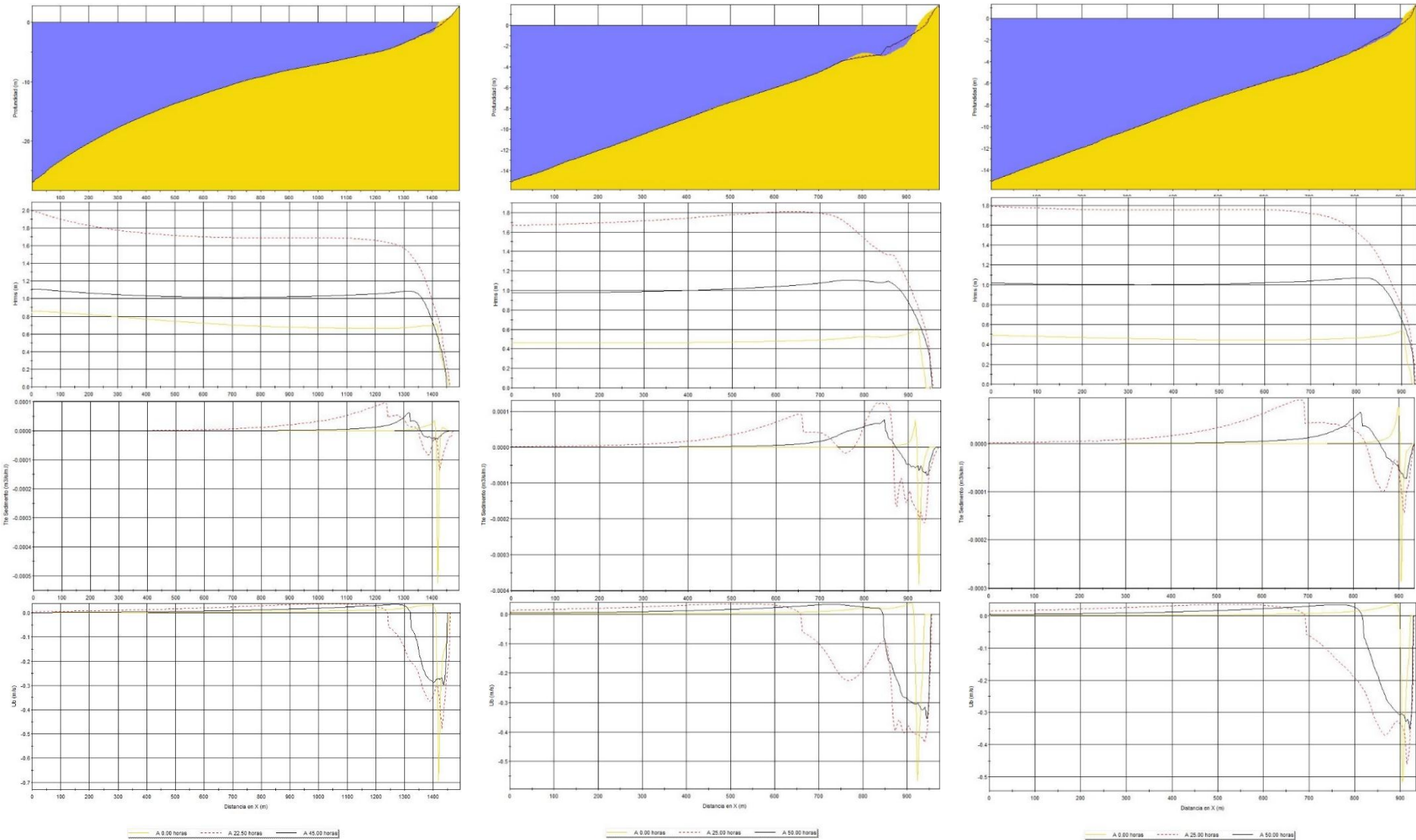
**Annexe IV-9-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 1996 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d'el Hamdania.**



Annexe IV-10-a : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2010 sur le profil 1, 2, et 3 (de gauche à droite) d'el Hamdania.



**Annexe IV-10-b : Résultats de simulation 2DV, Évolution du profil, de la hauteur de la houle, du taux de transport sédimentaire et du courant du fond (de haut en bas) pour la tempête de 2010 sur le profil 4, 5, et 6 (de gauche à droite) d’el Hamdania.**



## **Resumé :**

En Algérie ; lors des vingt dernières années, plusieurs travaux ont été effectués dans le but de comprendre la dynamique du système littoral algérien en étudiant l'hydrodynamisme seul ou combiné au transport sédimentaire, alors que pour certains travaux, leur principal objectif visait l'étude de la vulnérabilité des côtes ou ils mettent l'accent sur la cinématique du trait de côte. Toutes ces études ont contribué à mettre en évidence la dynamique sur différents sites et périodes ; c'est dans cette variabilité et diversification que cette recherche se positionne.

Cette recherche vise principalement à montrer le comportement morpho-dynamique des plages et leur évolution face à un régime hydrodynamique observé lors de ces 30 dernières années pour des conditions annuelles tout en pointant les variations saisonnières ainsi qu'à des épisodes exceptionnels. Cette étude vise aussi à définir une méthodologie d'étude d'un système sableux face aux différents paramètres morphologiques des sites d'intérêts et des paramètres intrinsèques de la houle et de ses variations dans le temps ; (Soulsby 1997) indique qu'il n'existe pas de procédure standardisée pour résoudre des problèmes liés à la dynamique sédimentaire.

- La première partie de la recherche ou la modélisation intervient consiste à étudier la dynamique hydrosédimentaire annuelle ainsi que la variation saisonnière. La combinaison du **modèle SWAN** avec les formules empiriques permettra de définir les grandeurs du taux de transport sédimentaire pour les différents états de la mer définis par la hauteur de houles morphologiques.

- La deuxième partie vise à l'étude de la dynamique morpho-sédimentaire lors des événements exceptionnels produits lors des 30 dernières années ; cette étude rassemble une étude à **2DH sur le modèle couplé Mike21** dont le module SW a fait l'objet d'une calibration par rapport à un mouillage de 1995 ayant enregistré une tempête quinquennale. Les résultats obtenus ont été extraits pour une étude sur **un plan 2 DV** sur le modèle **Petra du logiciel SMC**, afin de visionner les variations de la houle, du courant et du profil de la plage lors de l'épisode de tempête.

**Mots clés :** Littoral Algerois, Boumerdes, El hamdania, La baie d'el Djamila, Morpodynamique cotiere ; Transport Sédimentaire, Hydrodynamique cotiere, Mike 21, SWAN, SMC

---

## **Abstract:**

In Algeria, during the last twenty years, several works have been carried out with the aim of understanding the dynamics of the Algerian coastal system by studying hydrodynamics alone or combined with sediment transport, while for some works, the main objective was to study the vulnerability of the coasts or they emphasize the kinematics of the coastline. All these studies have contributed to highlight the dynamics on different sites and periods; it is in this variability and diversification that this research is positioned.

This research mainly aims to show the morpho-dynamic behaviour of the beaches and their evolution in the face of a hydrodynamic regime observed over the last 30 years for annual conditions, while pointing out seasonal variations as well as exceptional episodes. This study also aims to define a methodology for the study of a sandy system in the face of the different morphological parameters of the sites of interest and the intrinsic parameters of the swell and its variations in time; (Soulsby 1997) indicates that there is no standardised procedure for solving problems related to sedimentary dynamics.

- The first part of the research, where modelling is involved, consists of studying the annual hydrosedimentary dynamics as well as the seasonal variation. The combination of the SWAN model with empirical formulae will allow defining the magnitudes of the sedimentary transport rate for the different sea states defined by the morphological swell height.

- The second part aims to study the morpho-sedimentary dynamics during exceptional events produced during the last 30 years; this study gathers a 2DH study on the Mike21 coupled model whose SW module was calibrated with respect to a 1995 mooring having recorded a storm with a return period of five-year. The results obtained were extracted for a 2 DV study on the Petra model of the SMC software, in order to view the variations in swell, current and beach profile during the storm event.

**Key words:** Algerian coast, Boumerdes, El Hamdania, El Djamila bay, Coastal morphodynamics, Sediment transport, Coastal hydrodynamics, Mike 21, SWAN, SMC

## المخلص

في الجزائر، خلال السنوات العشرين الماضية، تم تنفيذ العديد من الأعمال بهدف فهم ديناميكيات النظام الساحلي الجزائري من خلال دراسة الديناميكا المائية وحدها أو مع نقل الرواسب، في حين كان الهدف الرئيسي لبعض الأعمال هو دراسة قابلية التأثر من السواحل أو أنها تؤكد على حركيات الساحل. ساهمت كل هذه الدراسات في إبراز الديناميكيات في مواقع وفترات مختلفة ؛ في هذا التباين والتنوع يهدف هذا البحث بشكل أساسي إلى إظهار السلوك الديناميكي المورفولوجي للشواطئ وتطورها في مواجهة النظام الهيدروديناميكي الذي لوحظ على مدار الثلاثين عامًا الماضية للظروف السنوية ، مع الإشارة إلى الاختلافات الموسمية وكذلك العواصف الاستثنائية. تهدف هذه الدراسة أيضًا إلى تحديد منهجية لدراسة النظام الرملي في مواجهة تغيرات الخصائص المورفولوجية المختلفة للمواقع ذات الأهمية والخصائص الجوهرية للأمواج وتغيراتها في الوقت ؛ (Soulsby 1997) يشير إلى أنه لا يوجد إجراء موحد لحل المشاكل المتعلقة بالديناميكيات الرسوبية.

- يتضمن الجزء الأول من البحث استخدام النمذجة في دراسة الديناميكيات المائية السنوية بالإضافة إلى الاختلاف الموسمي. حيث يسمح الجمع بين نموذج SWAN والصيغ التجريبية بتحديد مقادير معدل النقل الرسوبي للحالات البحرية المختلفة التي يحددها ارتفاع في طول الامواج المورفولوجية.

- الجزء الثاني يهدف إلى دراسة الديناميكيات المورفولوجية الرسوبية خلال الأحداث الاستثنائية التي حدثت خلال الثلاثين سنة الماضية. تجمع هذه الدراسة الاداة الرقمية الهيدروديناميكية الثنائية الابعاد افقيا التابعة ل Mike21 المقترن الذي تمت معايرة وحدة SW الخاصة به بالنسبة لمعطيات المسجلة عام 1995 و التي شهدت عاصفة استثنائية تظهر كل خمس سنوات. تم استخراج النتائج التي تم الحصول عليها لدراسة مورفوديناميكية الثنائية الابعاد عموديا على نموذج Petra لبرنامج SMC ، من أجل عرض الاختلافات في الامواج والتيارات وشكل الشاطئ أثناء حدث العاصفة .

**الكلمات المفتاحية:** الساحل الجزائري ، بومرداس ، الحمداية ، خليج الجميلة ، الديناميكية الساحلية ، نقل الرواسب ، الديناميكية المائية الساحلية ، MIKE21 ، SWAN ، SMC