



Analyse des niveaux d'eau avec l'action des vagues au droit d'une plage de Méditerranée

Xavier KERGADALLAN¹, Nathalie METZLER¹

1. Centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement (Cerema), Plouzané, France.

Xavier.Kergadallan@cerema.fr

Résumé :

La façade maritime méditerranéenne est bordée par plusieurs départements littoraux sur lesquels des enjeux de gestion du Domaine Public Maritime naturel (DPM) forts existent. La délimitation du DPM est complexe et un éventail de techniques est disponible. Afin d'apporter des éléments d'appréciation, le Cerema s'est penché sur l'approche probabiliste qui vise à estimer l'action des vagues au niveau du rivage à partir des données hydrauliques disponibles.

Les périodes de retour associées au niveau d'eau avec l'action des vagues sont étudiées pour une plage à enjeux de Méditerranée. Le sujet étant sensible, toute référence à la localisation de cette plage a été supprimée.

Ce travail utilise les données de niveau d'eau issues des observations (données REFMAR sous *data.shom.fr*) et des données d'états de mer issues de la simulation numérique (données ANEMOC-2, EDF R&D et Cerema).

Deux approches probabilistes sont utilisées. La première est une approche empirique pour l'estimation des périodes de retour inférieures ou égales à un an. La deuxième, pour les périodes de retour supérieures à un an, est une approche basée sur la théorie des valeurs extrêmes avec la modélisation de la dépendance vague / niveau par une loi bivariée des valeurs extrêmes (loi de Gumbel). Pour la deuxième approche, du fait du domaine de validité limité de la loi bivariée, le résultat est encadré par une estimation basse (non conservative) et une estimation haute (conservative).

Pour ces deux approches la modification des états de mer lors du transfert des vagues du large à la côte est prise en compte. L'action des vagues sur le niveau d'eau est calculée par la formule de *wave run-up* de STOCKDON *et al.* (2006).

Les résultats se présentent pour un site donné sous la forme de plusieurs profils de période retour pour une pente donnée de la plage et avec des domaines de validité différents. Les limites associées à ces résultats sont discutées.

Soumis le 1^{er} décembre 2016, accepté le 20 mars 2017, en ligne le 30 juin 2017.

Pour citer cet article :

KERGADALLAN X., METZLER N. (2017). *Analyse des niveaux d'eau avec l'action des vagues au droit d'une plage de Méditerranée*. Revue Paralia, Vol. 10, pp n01.1–n01.18.

DOI: <https://doi.org/10.5150/revue-paralia.2017.n01>

1. Introduction

La façade maritime méditerranéenne est bordée par plusieurs départements littoraux sur lesquels des enjeux de gestion du Domaine Public Maritime naturel (DPM) forts existent. La délimitation du DPM est complexe et un éventail de techniques est disponible. Afin d'apporter des éléments d'appréciation, le Cerema s'est penché sur l'approche probabiliste qui vise à estimer l'action des vagues au niveau du rivage à partir des données hydrauliques disponibles.

Les périodes de retour associées au niveau d'eau avec l'action des vagues sont étudiées pour une plage à enjeux de Méditerranée. Le sujet étant sensible, toute référence à la localisation de cette plage a été supprimée. Cela concerne les plans de situation, mais aussi les références et certaines caractéristiques des données utilisées.

Le niveau d'eau étudié est issu de la combinaison d'un niveau de marée, de la surcote météorologique (surcote atmosphérique et surcote liée au vent) et du *wave run-up* (surcote liée aux vagues). Le *wave run-up* est défini par une hauteur dépassée un certain pourcentage du temps. Ce pourcentage est généralement de 2 %, c'est la valeur de référence prise ici.

L'analyse proposée est une analyse statistique. En l'absence de donnée d'observation au droit du site d'étude, elle s'appuie sur la méthode d'analyse spatiale développée par KERGADALLAN (2015). Initialement appliquée à l'estimation des niveaux d'eau intégrant le wave set-up, la méthode est adaptée ici à l'estimation des niveaux d'eau intégrant le *wave run-up*. La méthode est aussi complétée par une modélisation du transfert des vagues du large à la côte, une des principales limites identifiées sur le travail de KERGADALLAN (2015).

Le présent article s'articule en trois parties. La première décrit la méthodologie mise en œuvre. Sont ensuite présentés les résultats des estimations des niveaux d'eau avec le *wave run-up* ainsi que les limites associées. La dernière partie présente la conclusion et propose des suites à donner.

2. Méthodologie

Les données utilisées et les méthodes d'analyse statistique mises en œuvre sont détaillées dans ce paragraphe.

Les données utilisées sont des données de niveau au marégraphe, de vagues et de pente de la plage.

Les méthodes d'analyse statistique mises en œuvre sont au nombre de deux. La première est basée sur une approche empirique et permet l'estimation des périodes de retour inférieures ou égales à un an. La deuxième est basée sur la théorie des valeurs extrêmes et permet l'estimation des périodes de retour supérieures à un an.

2.1 Données en entrée

2.1.1 Niveaux d'eau

La présente analyse utilise les données horaires issues des observations marégraphiques. Les données horaires sont obtenues à l'origine à partir de moyennes sur deux minutes des niveaux d'eau instantanés. L'ensemble des variations de périodes inférieures à deux minutes est donc filtré. Les données horaires correspondent au niveau de marée, auquel s'ajoute la surcote météorologique, une surcote liée à l'influence des vagues et d'éventuels effets dus aux seiches et aux tsunamis. L'influence de la surcote liée aux vagues et à la présence de seiche ou de tsunami n'étant pas clairement identifiée par la littérature pour les ports étudiés (BRGM, 2010), ces composantes sont considérées comme pouvant être négligées. Le niveau au marégraphe est assimilé ici à la conjonction d'une surcote météorologique et d'un niveau de marée.

On considère qu'un minimum de dix années d'observation est nécessaire pour mettre en œuvre les méthodes d'analyse statistique décrites ici (HAWKES *et al.*, 2002 ; SHOM & CETMEF, 2012). Un marégraphe, noté $P0$, est présent à quelques kilomètres de la plage étudiée, plage notée X (voir figure 1). La durée d'observation à ce marégraphe est trop faible pour mettre en œuvre les méthodes d'analyse statistique décrites aux sections 2.2 à 2.4 (durée cumulée inférieure à 10 ans). Ces méthodes sont donc appliquées aux données issues de deux autres marégraphes, notés $P1$ et $P2$ (voir figure 1), pour lesquels la durée d'observation est suffisante (supérieure à 10 ans). Ces marégraphes sont situés à plusieurs dizaines de kilomètres de part et d'autre de la plage. L'utilisation des données de ces deux marégraphes de référence va permettre deux estimations des niveaux d'eau en X . Les données du marégraphe $P0$ sont utilisées pour corriger les effets dus à l'éloignement des points. Le résultat retenu est une moyenne (pondérée par la distance d'éloignement) des deux estimations.

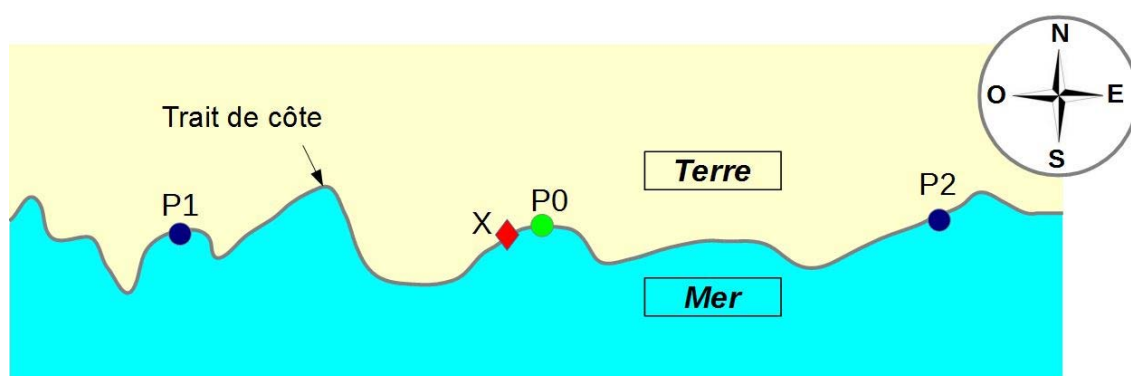


Figure 1. Schéma de localisation des points d'intérêt (site d'étude X et marégraphes $P0$ à $P2$).

Avant de mettre en œuvre les méthodes d'analyse statistique des niveaux d'eau, il est nécessaire de corriger les niveaux d'eau aux marégraphes des effets de l'eustatisme. La méthode mise en œuvre est celle développée par KERGADALLAN (2015). La méthode n'est pas reprise ici.

2.1.2 Vagues

Les données de vagues utilisées sont issues de la base ANEMOC-2. ANEMOC-2 est la mise à jour de la base de données ANEMOC (Atlas Numérique d'États de Mer Océaniques et Côtiers). ANEMOC-2 est une base de données des états de mer construite à partir de simulations rétrospectives des états de mer (hindcast). ANEMOC-2 couvre une période de 32 ans, du 01/01/1979 au 31/12/2010. Ce travail est issu d'une collaboration entre EDF R&D et le Cerema.

Les données ANEMOC-2 se présentent sous la forme de séries temporelles au pas horaire, des paramètres d'états de mer issus de l'analyse spectrale.

La présente étude utilise les paramètres suivants :

- la hauteur significative (H_{m0}) ;
- la direction moyenne de provenance des vagues ;
- la période moyenne (T_{02}).

Quatre points ANEMOC sont utilisés (voir figure 2). Deux au large des marégraphes $P1$ et $P2$ pour modéliser la dépendance vagues / niveau au marégraphe et deux au niveau du site d'étude pour prendre en compte les spécificités du site (ANEMOC_X et ANEMOC_X0). Comme on le verra dans la suite de l'article, les observations de vagues aux sites P1 et P2 sont utilisées pour modéliser la dépendance entre les niveaux observés au marégraphe et les hauteurs de vagues, afin de la transposer au site d'étude (point X). Il est donc choisi des points ANEMOC au large (ANEMOC_P1 et ANEMOC_P2) afin de ne pas polluer le modèle de dépendance par des effets locaux en P1 ou P2, non représentatifs du point X.

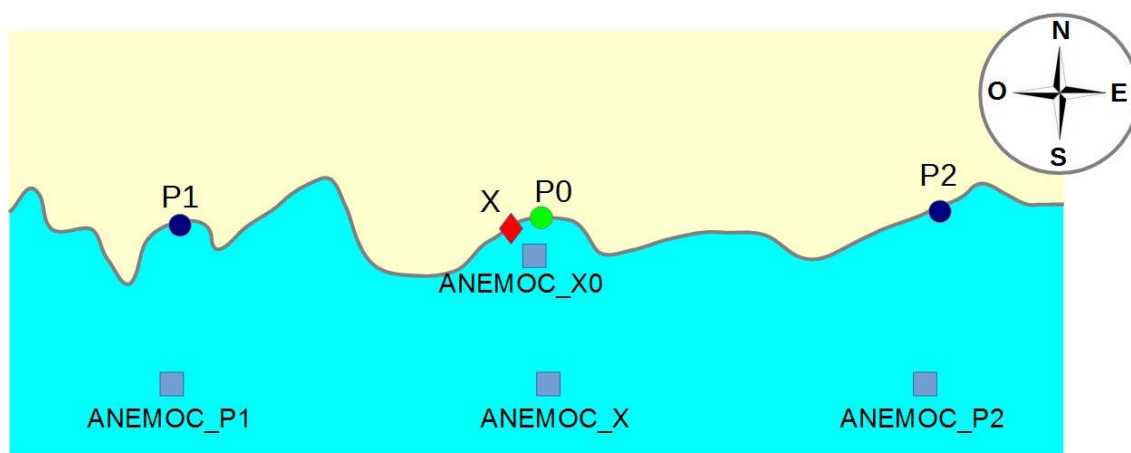


Figure 2. Schéma de localisation des points ANEMOC-2.

2.1.3 Pente de la plage

Pour le calcul du *wave run-up* il est nécessaire de disposer de la pente de la plage. Les pentes sont ici estimées à partir des données de la base Litto3D[®]. Litto3D[®] est un modèle numérique altimétrique précis continu terre-mer réalisé en commun par le SHOM et l'IGN.

2.2. Principe général

Le niveau d'eau avec le *wave run-up* est dû à la combinaison du niveau d'eau sans l'action des vagues (conjonction d'une surcote météorologique avec un niveau de marée) et d'un état de mer (à l'origine du *wave run-up*).

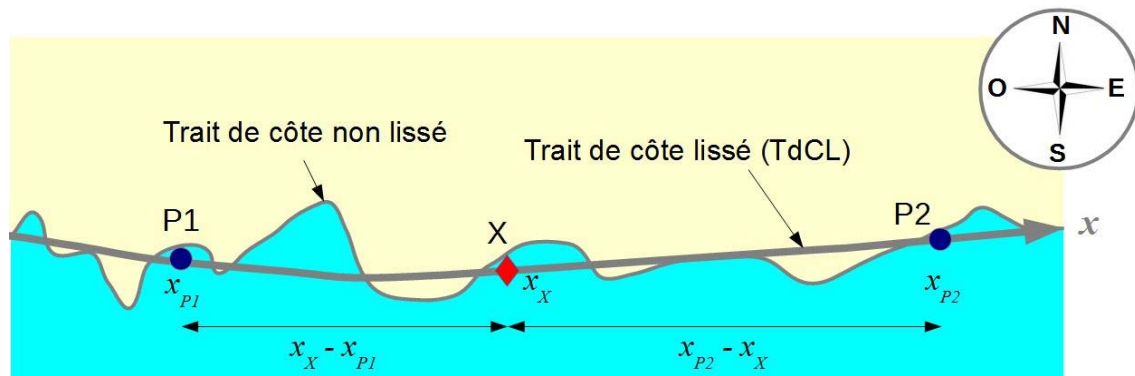


Figure 3. Schéma de localisation des points d'intérêt sur le trait de côte lissé (TdCL).

En l'absence d'observation de niveau d'eau au droit de la plage étudiée, le principe général de la méthode est celui proposé par KERGADALLAN (2015), à savoir :

- deux estimations des niveaux d'eau avec l'action des vagues au droit du site d'étude, la première à partir des données sur X et $P1$ et la deuxième à partir des données sur X et $P2$;
- une moyenne pondérée des deux estimations.

Le calcul de la moyenne pondérée est le suivant :

- pour une période de retour donnée T ,
- soient $w_{X/P1}$ et $w_{X/P2}$ les niveaux d'eau estimés au point X par rapport respectivement aux marégraphes $P1$ et $P2$,
- l'estimation finale w_X est établie par la formule suivante :

$$w_X = \gamma_{XP1} \cdot w_{X/P1} + \gamma_{XP2} \cdot w_{X/P2} \quad (1)$$

avec $\gamma_{XP1} = (x_{P2} - x_X) / (x_{P2} - x_{P1})$ l'abscisse de $P1$ sur le TdCL (voir figure 3) ;

$\gamma_{XP2} = (x_X - x_{P1}) / (x_{P2} - x_{P1})$ l'abscisse de $P2$ sur le TdCL ;

et (x_X, x_{P1}, x_{P2}) l'abscisse de X sur le TdCL

Ce principe général est mis en œuvre à travers deux approches statistiques différentes :

- une approche empirique, pour le calcul des périodes de retour inférieures ou égales à un an ;

- une approche basée sur la théorie des valeurs extrêmes, pour le calcul des périodes de retour supérieures à un an.

2.3 Approche empirique

Afin de mettre en œuvre le principe général énoncé au paragraphe précédent, deux estimations de niveau d'eau avec le *wave run-up* sont effectuées, la première par rapport au marégraphe $P1$ ($w_{X/P1}$) et la deuxième par rapport au marégraphe $P2$ ($w_{X/P2}$).

2.3.1 Facteur de transfert

Afin de prendre en compte l'éloignement de la plage par rapport aux points où l'on utilise les données ($P1$ et $P2$), ces dernières sont pondérées par deux facteurs de transfert. Le premier facteur est noté C_N et s'applique aux observations marégraphiques. Le deuxième facteur est noté C_V et s'applique aux H_{m0} . L'objectif ici, sur le principe de la règle de trois, est de transformer les distributions en $P1$ et $P2$ pour quelles soient représentatives du site d'étude. Les facteurs de transfert sont définis de la manière suivante :

- $C_N = Q_{99.5}^{P0} / Q_{99.5}^{P12}$ (2)
avec $Q_{99.5}^{P0}$ et $Q_{99.5}^{P12}$ respectivement les quantiles 99,5 % des observations marégraphiques à proximité du site d'étude (marégraphe $P0$) et aux ports de référence (marégraphe $P1$ ou $P2$).

- $C_V = C_{V1} \cdot C_{V2}$ (3)
avec :

$$C_{V1} = Hs_{T1an}^X / Hs_{T1an}^{P12} \quad (4)$$

où Hs_{T1an}^X et Hs_{T1an}^{P12} sont respectivement les hauteurs significatives de période de retour un an au large du site d'étude ($ANEMOC_X$) et au large des ports de référence ($ANEMOC_P1$ et $ANEMOC_P2$),

et C_{V2} est le facteur de transfert du large à la côte (du point $ANEMOC_X$ au point $ANEMOC_X0$), établi par analyse fine des conditions de propagation des états de mer. Ce facteur de transfert prend en compte la dissipation d'énergie du large à la côte et l'exposition du site d'étude aux vagues (voir section 3.1).

Pour calculer le coefficient de transfert des vagues, les H_{m0} sont corrigées des effets du *shoaling*. Pour se faire et selon la théorie d'AIRY (1845), le coefficient de *shoaling* k_s est établi par la formule suivante :

$$k_s = \left[\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \left(1 + \frac{4\pi d / L}{\sinh(4\pi d / L)}\right) \right]^{(-1/2)} \quad (5)$$

avec $L = \frac{gT_{02}^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)$, la longueur d'onde des vagues et d la profondeur.

2.3.2 Niveau d'eau avec le wave run-up

Les conjonctions simultanées de niveau au marégraphe et de paramètres d'états de mer, corrigées par les facteurs de transfert définis au paragraphe précédent, sont utilisées pour établir une série temporelle de niveaux d'eau avec le *wave run-up* au pas horaire. Des précédentes analyses issues de la littérature permettent de considérer que le *wave run-up* peut être négligé dans les observations marégraphiques aux marégraphes de référence *P1* et *P2* (BRGM, 2010).

Le niveau d'eau est donc défini par la formule suivante :

$$- w = z + R_2 \quad (6)$$

avec :

w le niveau d'eau avec le *wave run-up*,

z le niveau d'eau au marégraphe,

R_2 le *wave run-up* 2 %, fonction des paramètres d'états de mer.

Sur la base des états de l'art établis par DEAN et WALTON (2009) et CARIOLET (2011), il est choisi d'estimer le *wave run-up* par les formules de STOCKDON *et al.* (2006). Les formules sont les suivantes :

- soit le nombre d'Iribarren (BATTJES, 1974) :

$$\xi = \beta_f (H_0 / L_0)^{-1/2} \quad (7)$$

avec :

β_f la pente de la plage,

H_0 la hauteur significative équivalente au large,

L_0 la longueur d'onde significative équivalente au large.

- alors quel que soit ξ :

$$R_2 = 1,1 \times \left(\alpha_1 \beta_f (H_0 L_0)^{1/2} + \frac{[H_0 L_0 (\alpha_2^2 \beta_f^2 + \alpha_3^2)]^{1/2}}{2} \right) \quad (8)$$

avec $\alpha_1 = 0,35 \pm 0,01$; $\alpha_2 = 0,75 \pm 0,03$ et $\alpha_3 = 0,06 \pm 0,002$.

- et pour $\xi < 0,3$:

$$R_2 = 1,1 \cdot (H_0 L_0)^{1/2} \left(\alpha_1 + \frac{\alpha_2}{2} \right) \quad (9)$$

avec $\alpha_1 = 0,016 \pm 0,003$ et $\alpha_2 = 0,046 \pm 0,004$.

On considère ici que :

- $H_0 = H_{m0}$ pour les points ANEMOC de profondeur supérieure à 500 m ;

- $L_0 = (gT_{02}^2) / (2\pi)$ avec g l'accélération de la pesanteur (9,81 m.s²) ;

- il n'y a pas de modification de la période T_{02} lors du transfert des vagues du large à la côte ;

- R_2 est égal à l'équation 8 pour $\xi \geq 0,3$ et à l'équation 9 pour $\xi < 0,3$.

Pour une meilleure prise en compte de la bathymétrie et des courants littoraux, une modélisation numérique du *wave run-up* est préférable à l'utilisation d'une formule empirique. Toutefois un tel travail sortait largement du budget alloué à cette étude.

2.3.3 Périodes de retour

Les pics de tempête de niveau d'eau avec le *wave run-up* sont isolés par la méthode des pics au-dessus du seuil (Pics Over Threshold, voir KERGADALLAN, 2013). Le seuil de tempête est défini afin d'avoir une moyenne annuelle de 10 pics de tempête. L'indépendance des pics est assurée par le critère de séparation dans le temps (deux pics distants de moins de 1,25 jour sont considérés comme appartenant à la même tempête).

Les périodes de retour sont calculées de manière empirique par la formule suivante :

- $T = D_{obs} / i$ (10)
avec D_{obs} la durée d'observations simultanées en nombre d'années, et i la position du pic après rangement par ordre décroissant.

2.4 Approche basée sur la théorie des valeurs extrêmes

Comme pour l'approche empirique, deux estimations de niveau d'eau avec le *wave run-up* sont effectuées : la première par rapport au marégraphe $P1$ ($w_{X/P1}$) et la deuxième par rapport au marégraphe $P2$ ($w_{X/P2}$). Mais au lieu de travailler directement sur les observations, la dépendance niveau au marégraphe / H_{m0} est modélisée par une loi de probabilité bivariée des valeurs extrêmes. Les périodes de retour des niveaux d'eau avec le *wave run-up* pourraient être établies à partir de l'intégration de cette loi de probabilité. Au lieu d'effectuer cette intégration et afin de simplifier les calculs, il est choisi ici une méthode de Monte-Carlo pour interpréter la loi de probabilité bivariée. Les jeux de données issus de la méthode de Monte-Carlo sont artificiels et ne constituent en rien une prédiction. Leur cadre d'utilisation se limite à cette analyse statistique.

2.4.1 Dépendance vague/niveau

Les lois de probabilité bivariée H_{m0} / niveau au marégraphe sont estimées respectivement en $P1$ et $P2$, à partir des observations marégraphiques et des paramètres des états de mer au large (aux points respectivement $ANEMOC_P1$ et $ANEMOC_P2$).

Sur la base des travaux de KERGADALLAN (2015), il est choisi de modéliser la dépendance vague / niveau au marégraphe, dépendance H_{m0}/z , via une loi de probabilité logistique de GUMBEL (1960) :

- $F(H_{m0}, z) = \exp\left\{-\left[H_{m0}^{-1/r} + z^{-1/r}\right]^r\right\}$ (11)

La méthode est la suivante :

- Les lois de probabilité univariée, respectivement de H_{m0} et de niveau d'eau, sont estimées par la méthode du double seuil (BERNARDARA *et al*, 2014) avec ajustement d'une loi paramétrique :
 - o définition du seuil physique :
 - le nombre moyen de pics de tempête par an est fixé à 10 ;

- deux pics successifs de tempête sont considérés comme indépendants : pour les H_{m0} , si la hauteur entre les pics passe en dessous de 0,5 fois le seuil de tempête ; pour les niveaux au marégraphe et du fait de l'influence de la marée, si les pics sont distants de plus de 1,25 jour ;
- o ajustement de la loi paramétrique :
 - via la méthode du maximum de vraisemblance ;
 - deux lois paramétriques sont testées : Generalized Pareto Distribution (GPD) et la loi exponentielle ;
 - le seuil statistique est fixé sur la base des résultats d'un test du χ^2 et afin d'avoir en moyenne entre 1 et 9 pics de tempête par an.
- Le paramètre de dépendance de la loi de probabilité logistique de Gumbel est estimé à partir des observations simultanées de pics de tempête de H_{m0} (aux points respectivement $ANEMOC_P1$ et $ANEMOC_P2$) et de niveau au marégraphe (respectivement $P1$ et $P2$) :
 - o l'ajustement statistique de la loi de probabilité bivariée est effectué par la méthode du maximum de vraisemblance censurée (KERGADALLAN, 2013).
 - o deux pics de tempête respectivement de H_{m0} et de niveau au marégraphe distants de moins de 1,25 jour sont considérés comme simultanés (appartenant à la même tempête).

2.4.2 Niveau d'eau avec le wave run-up

La loi de probabilité bivariée H_{m0} / niveau au marégraphe, est utilisée pour simuler 10 000 ans de conjonctions de pics de tempête de H_{m0} et de niveau au marégraphe par une méthode de Monte-Carlo. Deux simulations, respectivement par rapport à $P1$ et $P2$, sont effectuées. Le niveau d'eau avec le *wave run-up* est calculé pour chaque conjonction selon l'équation 6. Une simulation de 10 000 ans de conjonctions H_{m0} / niveau au marégraphe permet donc de calculer 10 000 ans de niveaux d'eau avec le *wave run-up*.

a) Calage des données par rapport au site d'étude :

Pour être plus représentatif des niveaux d'eau à proximité du site d'étude, les 10 000 ans de niveau au marégraphe simulés sont pondérés par le facteur de transfert C_N défini par l'équation 2.

Pour prendre en compte les vagues au large de X , la loi de probabilité univariée des H_{m0} utilisée n'est pas celle des points ANEMOC au large des ports de référence ($ANEMOC_P1$ ou $ANEMOC_P2$), mais celle au large de la plage étudiée ($ANEMOC_X$).

Pour prendre en compte la propagation des vagues du large à la côte, les 10 000 ans de hauteurs significatives simulées sont pondérées par le facteur de transfert des vagues du large ($ANEMOC_X$) à la côte ($ANEMOC_X0$) : C_{ν_2} (équation 3).

b) Modélisation de la dynamique de la tempête :

Les conjonctions de H_{m0} et de niveau au marégraphe telles que définies à la section 2.4.10 correspondent à des pics de tempête respectivement de H_{m0} et de niveau d'eau distants de moins 1,25 jour. Il convient toutefois de prendre en compte le fait que les pics peuvent ne pas se produire simultanément et qu'il y a souvent des pics secondaires au sein d'une même tempête, voir figure 4.

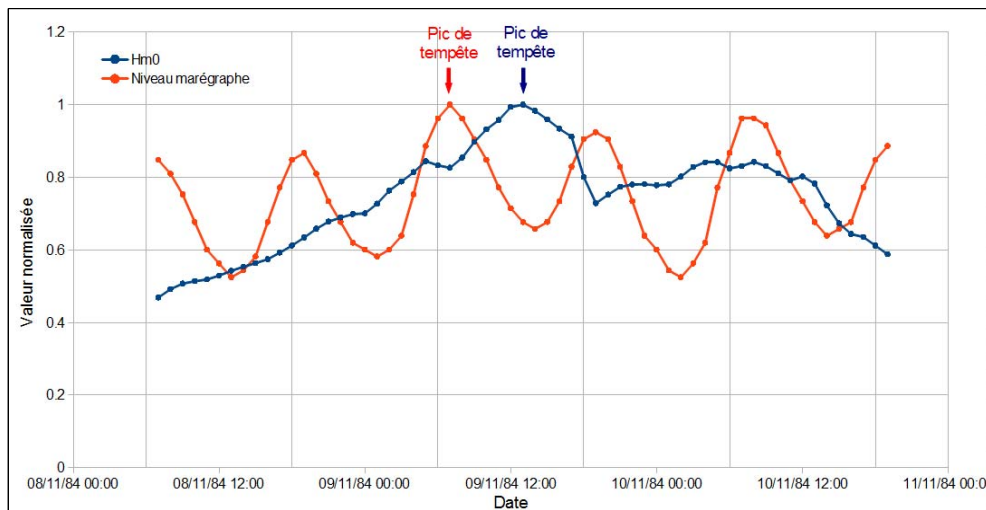


Figure 4. Tempête normalisée du 9 novembre 1984.

Il est proposé ici une nouvelle approche pour prendre en compte ce phénomène. L'ensemble des conjonctions de pics de tempête, observées sur les données simultanées de niveau au marégraphe et de H_{m0} , est sélectionné afin de constituer une base de données de conjonctions de tempête. Les valeurs de niveau au marégraphe et de H_{m0} sont normalisées par le pic de tempête respectif (voir figure 4). Le critère d'indépendance des pics de tempête étant de 1,25 jour, une tempête peut s'étaler jusqu'à 3 fois 1,25 jour.

Pour chaque conjonction simulée, il est effectué un tirage aléatoire de la forme de tempête dans la base de données précédemment établie. La forme de tempête est pondérée par les valeurs aux pics. Les niveaux d'eau avec le *wave run-up* sont calculés sur l'ensemble des horodates de la tempête. Seule la valeur maximale est retenue pour une tempête.

c) Caractérisation de la cambrure de vague :

D'après les équations 8 et 9, la formule de calcul du *wave run-up* utilise deux paramètres d'états de mer : H_0 et L_0 (respectivement la hauteur et la longueur d'onde significatives équivalentes au large). Il convient donc d'associer aux 10 000 ans de hauteurs significatives simulées, 10 000 ans de longueur d'onde.

La cambrure des vagues est définie par le rapport H_0/L_0 . On considère que la distribution des cambrures des vagues aux pics de tempête suit une loi normale (HAWKES *et al.*, 2002). La distribution des cambrures de vagues est établie à partir des pics de tempête isolés par le seuil physique (méthode du double seuil) au point *ANEMOC_X* (voir section 2.4.1). Un tirage aléatoire de la cambrure de vagues est effectué à partir de cette distribution pour chaque valeur de H_{m0} simulée. Afin de prendre en compte la dissipation d'énergie lors du transfert des vagues du large à la côte, la cambrure des vagues est pondérée par C_{v2} (équation 3). Les valeurs obtenues permettent de calculer les 10 000 ans de longueur d'onde attendus.

2.4.3 Périodes de retour

Les périodes de retour annuelles sont calculées de manière empirique à partir des simulations de 10 000 ans de niveau d'eau avec le *wave run-up* :

$$- T = 10000 / i \quad (12)$$

avec i la position du pic après rangement par ordre décroissant.

On considère que le résultat est valide pour les périodes de retour inférieures ou égales à 100 ans (voire 1 000 ans, voir HAWKES *et al.*, 2002).

Pour rappel les simulations de 10 000 ans de niveau d'eau avec le *wave run-up* ne constituent en rien une prédiction et ne sont représentatifs que de l'instant présent. Leur seule raison d'être est cette estimation des périodes de retour.

2.4.4 Domaine de validité de la loi de probabilité bivariée

Selon la théorie des valeurs extrêmes, la loi de probabilité bivariée, utilisée ici pour modéliser la dépendance H_{m0} / niveau au marégraphe, n'est valide que si les valeurs de H_{m0} et de niveau sont extrêmes. Autrement dit, les 10 000 ans de conjonctions de H_{m0} et de niveau au marégraphe ne sont valides que si les valeurs sont supérieures aux seuils de tempête respectivement de H_{m0} et de niveau au marégraphe (seuils statistiques définis à la section 2.4.1). Pour les tirages où une seule des deux valeurs est extrême (au-dessus du seuil de tempête), la valeur non extrême est en fait inconnue (on sait juste qu'elle est en dessous du seuil de tempête). Pour les tirages où les deux valeurs sont en dessous du seuil de tempête, la seule chose que l'on puisse dire est que ces valeurs sont en dessous du seuil de tempête (valeurs exactes inconnues).

Une première estimation des périodes de retour est effectuée à partir des simulations de niveaux d'eau avec le *wave run-up* en ne prenant en compte que le strict domaine de validité de la loi de probabilité bivariée. Sont écartés les niveaux d'eau avec le *wave run-up* dont au moins une des composantes de H_{m0} ou de niveau au marégraphe est en dessous du seuil de tempête. L'estimation est considérée comme minorante (sous-estimation du niveau d'eau avec le *wave run-up* pour une période de retour donnée) puisque l'on ne tient pas compte de conjonctions qui potentiellement peuvent générer de

très fortes valeurs de niveau d'eau avec le *wave run-up*, par exemple en cas de H_{m0} juste en dessous du seuil de tempête associée à un niveau au marégraphe millénal.

Pour encadrer le résultat, une deuxième estimation des périodes de retour est effectuée. Pour cette estimation on part du principe que dans les 10 000 ans de conjonctions de H_{m0} et de niveau au marégraphe, si la valeur de H_{m0} ou de niveau au marégraphe est inférieure au seuil de tempête (valeur inconnue comprise en 0 et le seuil de tempête), la valeur est égale au seuil de tempête. Cette estimation est majorante (surestimation du niveau d'eau avec le *wave run-up* pour une période de retour donnée).

3. Résultats

3.1 Analyse des paramètres d'états de mer

3.1.1 *Direction de provenance*

Sur la zone d'étude les états de mer au large sont principalement en provenance de secteur est (fond blanc sur la figure 5) ou de secteur sud-ouest à ouest (fond turquoise sur la figure 5). Par contre, le site d'étude n'est exposé qu'aux états de mer de provenance est à est-sud-est (figure 6). La plage est donc à l'abri d'une partie des tempêtes en provenance du large. Dans l'analyse, il convient de ne prendre en compte que les seuls états de mer (au large comme à la côte) auxquels est exposé la plage lors des tempêtes.

On en conclut qu'au large, seuls les états de mer de direction de provenance nord-est à sud-est sont susceptibles de générer des événements tempête sur la plage étudiée. Les états de mer au large (points $ANEMOC_P1$, $ANEMOC_X$ et $ANEMOC_P2$) de direction de provenance différente, sont mis à zéro ($H_{m0} = 0$ m) afin de ne prendre en compte que l'exposition du site d'étude dans la suite de l'analyse.

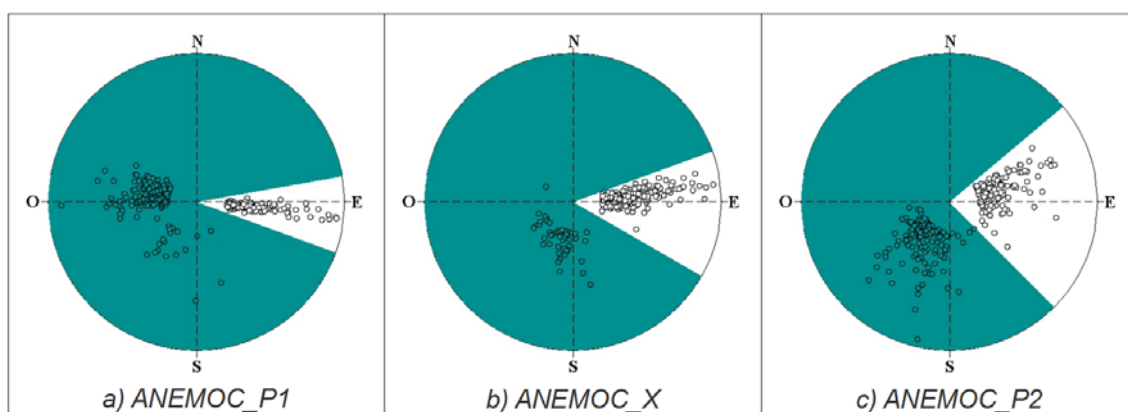


Figure 5. Direction de provenance des pics de tempête au large de P1 (a), de la plage étudiée (b) et de P2 (c).

3.1.2 Transfert du large à la côte

Le coefficient de transfert des vagues du large à la côte est calculé entre les points $ANEMOC_X$ et $ANEMOC_X0$ pour les seules vagues de provenance nord-est à sud-est. Les points $ANEMOC_X$ et $ANEMOC_X0$ sont situés à une profondeur supérieure à 20 m. On considère que le déferlement des vagues est négligeable.

Le coefficient de transfert permet de prendre en compte les phénomènes de réfraction et la perte d'énergie due aux frottements. Il est estimé ici en faisant la moyenne des rapports entre les H_{m0} devant la zone d'étude (corrigées du *shoaling*, voir équation 5) et des H_{m0} simultanées au large. Le résultat est présenté sur la figure 7, avec une analyse de sensibilité en fonction du quantile minimum considéré pour effectuer ce calcul. Au vu des résultats, le coefficient de transfert du large à la côte est fixé à 0,78.

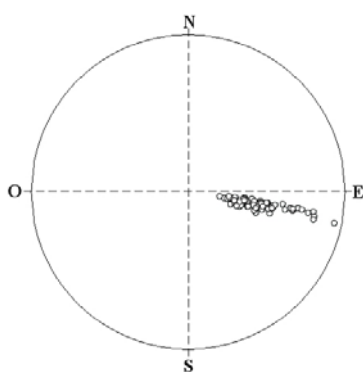


Figure 6. Direction de provenance des pics de tempête devant la plage ($ANEMOC_X0$).

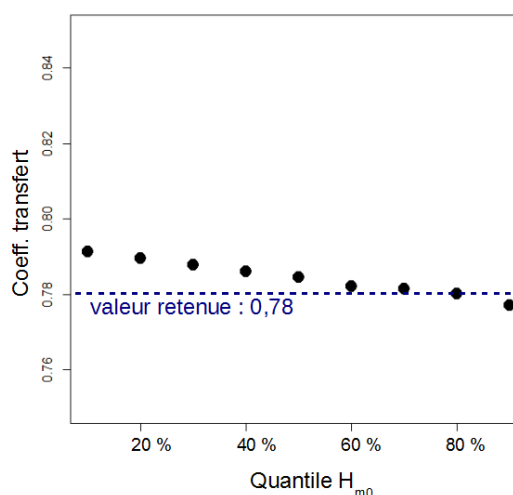


Figure 7. Coefficients de transfert des vagues du large ($ANEMOC-X$) à la côte ($ANEMOC_X0$).

3.2 Modélisation de la dépendance vague / niveau

Les lois de probabilité univariée, respectivement de niveau au marégraphe et de H_{m0} , sont établies par la méthode d'ajustement statistique des valeurs extrêmes. Les résultats ne sont pas montrés ici. Il est choisi la loi d'ajustement exponentielle pour l'ensemble des estimations, cela sur des critères d'analyse visuelle (stabilité des paramètres d'ajustement et capacité à reproduire le comportement de la queue de distribution) et un critère d'homogénéité.

Pour chacun des deux marégraphes de référence $P1$ et $P2$, une loi de probabilité bivariée de Gumbel est ajustée aux conjonctions de pics de tempête de niveau au marégraphe et de H_{m0} (voir figure 8).

Selon la méthode d'échantillonnage de BERNARDARA *et al.* (2014) la population de pics de tempête n'a d'existence qu'au-dessus des seuils physiques. Cela explique

figure 8, l'absence d'observation en dessous des seuils physiques. Comme expliqué à la section 2.4.3, la loi de probabilité bivariée n'est valide que si les données de H_{m0} et de niveau au marégraphe sont extrêmes simultanément. Ce domaine de validité correspond figure 8, à la zone au-dessus des seuils statistiques. Dans les deux zones restantes, par définition la loi de probabilité bivariée ne peut reproduire que le comportement du paramètre extrême (voir section 2.4.3).

L'ensemble des points où H_{m0} est égale à 0 correspond aux pics de tempête de niveau d'eau au marégraphe associé à une H_{m0} de direction en dehors du secteur de provenance étudié (site d'étude non exposé à cette direction de propagation des vagues).

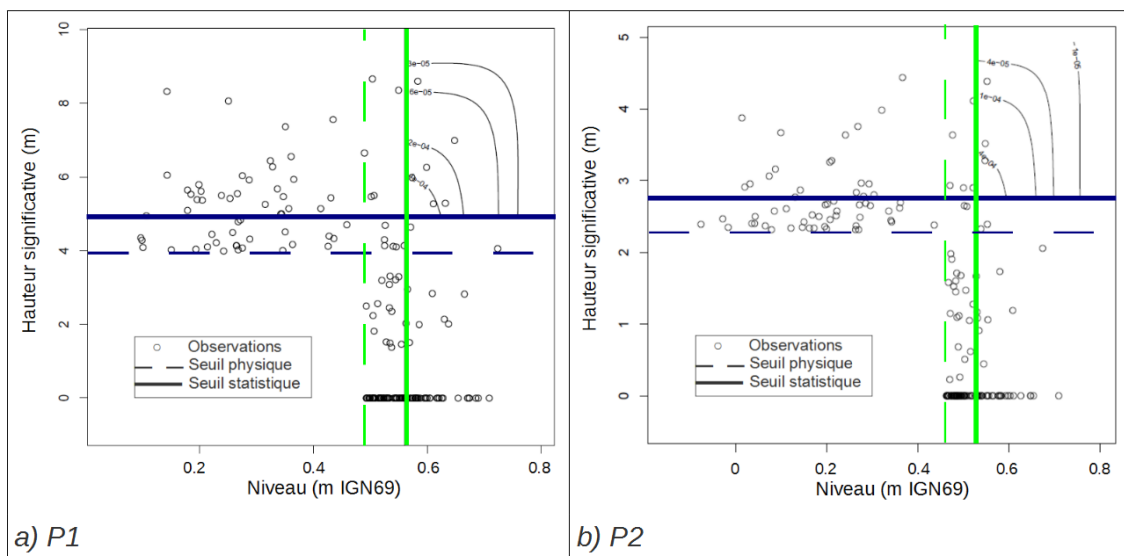


Figure 8. Courbes d'iso densité de probabilité de la loi bivariée H_{m0} /niveau au marégraphe.

Le coefficient de dépendance tel que défini par COLES *et al.* (1999) (compris entre zéro pour une complète indépendance et un pour une dépendance totale), est de 0,11 pour $P1$ et 0,07 pour $P2$. Ces coefficients sont faibles, autrement dit les H_{m0} et les niveaux au marégraphe sont faiblement dépendants. Cela est confirmé sur la figure 8 où l'on voit qu'il y a peu de conjonctions au-dessus des seuils de tempête. Deux explications peuvent être avancées :

- la première est que les niveaux au marégraphe sont constitués pour partie par le niveau de marée, lui-même indépendant des hauteurs de vagues ;
- la deuxième est que l'on ne prend pas en compte la dépendance entre les niveaux au marégraphe et les vagues arrivant de l'Ouest et du Sud-Ouest.

3.3 Estimation des périodes de retour

Deux estimations sont fournies ici :

- L'estimation empirique correspond à l'approche statistique empirique (voir section

2.3). Cette approche permet d'estimer les niveaux de période de retour inférieure ou égale à un an.

- Les estimations haute et basse permettent d'encadrer l'estimation issue de l'approche statistique par analyse de valeurs extrêmes (voir section 2.4). Cette approche permet d'estimer les niveaux de période de retour supérieure à un an.

Les résultats sont présentés à la figure 9 et dans le tableau 1.

Afin de quantifier l'influence de la surcote liée aux vagues sur le niveau d'eau total, il a été estimé le niveau d'eau sans l'action des vagues pour une période de retour d'un an. Ce niveau est estimé à 0,63 m IGN69 (l'intervalle de confiance n'a pas été calculé). La figure 9 et le tableau 1 montrent que le niveau avec le *wave run-up* pour une période de retour annuelle dépasse largement 0,63 m IGN69. L'influence des vagues est donc ici importante.

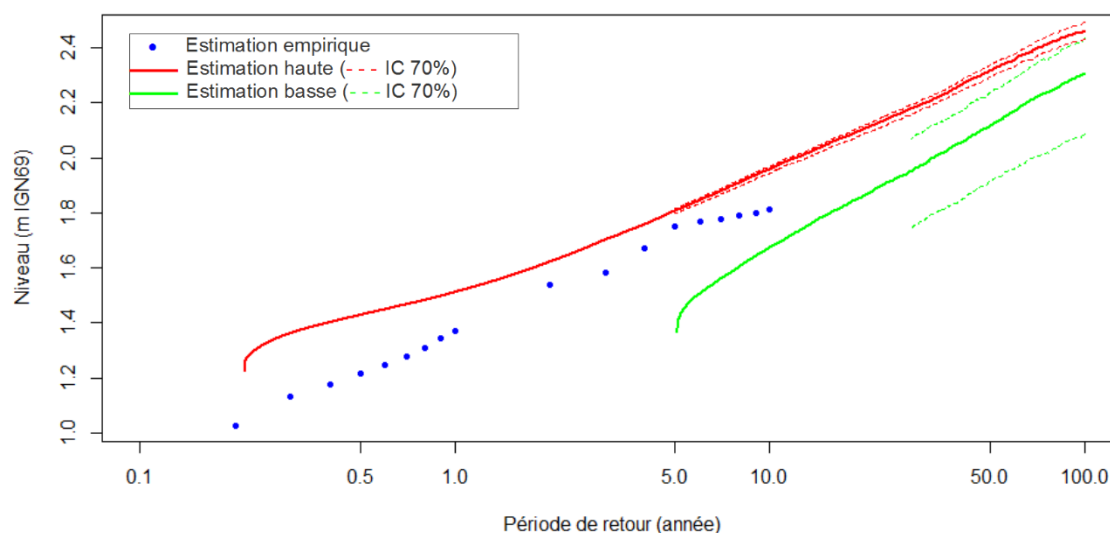


Figure 9. Estimation des périodes de retour des niveaux d'eau avec le wave run-up sur la plage.

Tableau 1. Estimation des périodes de retour des niveaux d'eau avec le wave run-up sur la plage.

Période de retour	Estimation empirique	Estimation des valeurs extrêmes	
		Estimation basse	Estimation haute
6 mois	1,22 m IGN69	-	-
1 an	1,37 m IGN69	-	-
5 ans	-	-	1,81 m IGN69
10 ans	-	1,67 m IGN69	1,96 m IGN69
50 ans	-	2,12 m IGN69	2,32 m IGN69
100 ans	-	2,31 m IGN69	2,46 m IGN69

A titre d'ordre de grandeur et pour illustrer cette influence, pour une hauteur de vague au large annuelle (hauteur significative d'environ 4,3 m associée une période moyenne autour des 6,3 secondes) et sur la base des formules de STOCKDON *et al.* (2006), le wave set-up (composante statique de la surcote liée aux vagues) est estimé à 0,38 m et le *wave run-up* (composantes statique et dynamique de la surcote liée aux vagues) à 0,97 m.

3.4 Limites

Les résultats sont à considérer avec précaution du fait de l'ensemble des hypothèses utilisées pour les calculs. Ces hypothèses ont été nécessaires à cause de l'absence d'observation de niveau d'eau au droit des sites d'étude.

Il est fait le choix ici pour une question de coût d'étude de modéliser le *wave run-up* par les formules de STOCKDON *et al.* (2006). Cette approche est globale et ne prend pas en compte les spécificités du site (bathymétrie avant l'arrivée des vagues sur la plage, effet des courants côtiers ...).

L'interprétation des résultats doit être corrélée à la localisation des profils altimétriques utilisés pour calculer la pente. Les valeurs issues de l'analyse de Litto3D[®] ont montré que la pente était relativement homogène sur toute la plage (à 1 ou 2 % près). Ces valeurs peuvent toutefois changer au cours du temps (selon les saisons notamment). Une augmentation de la pente plus forte conduirait à une élévation du niveau d'eau avec le *wave run-up*, et inversement.

La forme du profil altimétrique est aussi très importante pour l'interprétation des résultats. Les résultats sont établis pour une pente donnée. On fait donc l'hypothèse, par exemple pour l'estimation haute du niveau centennal à +2,46 m IGN69 (voir figure 9 et tableau 1), que la pente calculée au niveau du jet de rive (donc à une altitude inférieure) est toujours vraie à +2,46 m IGN69. Or les profils sont souvent caractérisés par une rupture de pente (augmentation ou diminution de la pente) à partir d'une altitude donnée. On ne peut donc pas faire une simple projection des niveaux d'eau estimés à la côte.

Les intervalles de confiance indiqués représentent les incertitudes liées à la méthode d'analyse statistique des événements extrêmes (choix des paramètres d'ajustement univarié et bivarié). Ils ne prennent pas en compte l'incertitude sur les données (en particulier celle liée à la simulation numérique ANEMOC-2) et l'incertitude sur la méthode d'analyse spatiale (dont le principe d'interpolation des niveaux et la modélisation des facteurs de transfert).

Les résultats doivent être considérés comme une première estimation d'un résultat moyen sur l'ensemble de la plage étudiée.

4. Conclusion et perspectives

Le niveau d'eau étudié ici est dû à la combinaison de la marée, de la surcote météorologique et du *wave run-up*.

En l'absence de données d'observation au droit du site d'étude, la méthode mise en œuvre repose sur l'utilisation des observations de niveau d'eau aux marégraphes les plus proches (données REFMAR du SHOM) et des simulations numériques des états de mer de la base de données ANEMOC-2 (EDF R&D, Cerema).

Le principe de la méthode d'analyse spatiale est celui développé par KERGADALLAN (2015). Afin de limiter le coût de l'étude, et donc les temps de calcul, le *wave run-up* est calculé par la formule STOCKDON *et al.* (2006). Les caractéristiques de la plage sont établies à partir des données Litto3D[®].

Deux approches statistiques sont utilisées. La première est une approche empirique pour l'estimation des périodes de retour inférieures ou égales à un an. La deuxième est une approche basée sur la théorie des valeurs extrêmes avec la modélisation de la dépendance vague / niveau par une loi bivariée des valeurs extrêmes (loi de Gumbel). Pour la deuxième approche, du fait du domaine de validité limité de la loi bivariée, le résultat est encadré par une estimation basse (non conservative) et une estimation haute (conservative).

Il est important dans les calculs de prendre en compte l'exposition aux vagues, exposition spécifique au site étudié. Les analyses des extrêmes et le calcul du transfert des vagues du large à la côte ne sont effectués que sur ce seul secteur de provenance des vagues.

La présente analyse a permis d'établir pour les niveaux d'eau avec l'action des vagues :

- un profil de périodes de retour pour les périodes comprises de six mois à un an ;
- et deux profils de périodes de retour pour les périodes comprises de un et
- 100 ans, correspondant respectivement une estimation basse et une estimation haute.

Du fait de l'ensemble des hypothèses posées, les résultats doivent être considérés comme une première estimation d'un résultat moyen sur l'ensemble de la plage étudiée. Dans l'interprétation des résultats il convient de prendre en compte les valeurs utilisées pour caractériser la pente de la plage. Une augmentation de la pente conduit ici à une augmentation des niveaux d'eau, et inversement. La pente de la plage peut notamment varier au fil des saisons.

De plus, les estimations reposent sur l'hypothèse que la valeur utilisée pour la pente est représentative de la zone terrestre, ce qui est forcément faux à partir d'une altitude donnée. En particulier, pour un niveau d'eau avec le *wave run-up* annuel estimé à X m pour l'ensemble de la plage, si l'altitude plafonne à X_0 m sur un profil particulier avec $X_0 < X$, on peut seulement conclure que le niveau annuel est supérieur à X_0 m sur ce profil.

La méthode présentée peut être améliorée de façon notable en substituant la formule de STOCKDON *et al.* (2006) par un modèle numérique du *wave run-up* établi à partir des

données bathymétriques et la prise en compte de l'ensemble des interactions entre les vagues et l'environnement. L'élaboration d'un tel modèle nécessiterait plusieurs mois de travail supplémentaires.

5. Références bibliographiques

- AIRY SIR G.B. (1845). *Tides and waves*. Encyclopedia Metropolitana.
- BATTJES J.A. (1974). *Surf similarity*. Proceedings of the 14th Conference of Coastal Engineering ASCE, pp 466-480. <http://dx.doi.org/10.1061/9780872621138.029>
- BERNARDARA P., MAZAS F., KERGADALLAN X., HAMM L. (2014). *A two-step framework for overthreshold modelling of environmental extremes*, Natural Hazards and Earth System Sciences, Vol. 14, pp 635-647. <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-14-635-2014>
- BRGM (2010). *Système de prévision de surcotes en Manche/Atlantique et Méditerranée : Sites sélectionnés et collecte-traitement des données (D2)*. Rapport BRGM/RP-59039-FR.
- CARIOLET J.M. (2011). *Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques*. Géomorphologie : relief, processus, environnement.
- COLES S.G., HEFFERMAN J., TAWN J. (1999). *Dependence measures for extreme value analyses*. Extremes, Vol. 2, pp 339-365. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1009963131610>
- DEAN R.G., WALTON T.L. (2009). *Wave setup*. In Handbook of coastal and OceanEngineering, Edited by Young C, Kim, World scientific, pp 1-23. http://dx.doi.org/10.1142/9789812819307_0001
- GUMBEL E.J. (1960). *Distribution des valeurs extrêmes en plusieurs dimensions*. Inst. Statist. Univ. Paris, 9, pp 171-173.
- HAWKES P.J., GOULDBY B.P., TAWN J.A., OWEN M.W. (2002). *The joint probability of waves and water levels in coastal engineering design*. Journal of hydraulic research, Vol. 40(3). <http://dx.doi.org/10.1080/00221680209499940>
- KERGADALLAN X. (2013). *Analyse statistique des niveaux d'eau extrêmes - Environnements maritime et estuariens*. Edition CETMEF, Compiègne.
- KERGADALLAN X. (2015). *Estimation des niveaux marins extrêmes avec et sans l'action des vagues le long du littoral métropolitain*. Thèse de doctorat à l'Université de Paris-Est.
- SHOM, CETMEF (2012). *Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France (Manche et Atlantique)*, Édition SHOM.
- STOCKDON H.F., HOLMAN R.A., HOWD P.A., SALENGER JR. A.H. (2006). *Empirical parameterization of set-up, swash, and runup*. Coastal Engineering, Vol. 53, pp 573-588. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>