Variables permettant de décrire l'aléa de submersion

Sommaire

2.1 Notion de vague 10
2.2 Le niveau d'eau 12
2.3 Définition d'un état de mer 14
2.3.1 La méthode statistique : vague par vague 15
2.3.2 Analyse spectrale 15
2.3.3 Résumé 15
2.4 Variables d'aléa liées à la submersion 17
2.4.1 Variables caractérisant les vagues d'un état de mer 17
2.4.2 Niveau d'eau moyen 19
2.4.3 Variables transformées 19

Dans le cadre d'une étude sur les dégâts occasionnés par la mer, il est naturel, dans un premier temps, de définir les variables permettant de caractériser les évènements de submersion. Comme le montre la figure 2.1, la submersion provient majoritairement des phénomènes de débordement par augmentation du *niveau d'eau* et de franchissement dû aux vagues. Ainsi, au cours de cette étude, les variables concernant les vagues et le niveau d'eau seront prises en compte. Ces différentes contributions et leurs influences sont présentées en détails dans les ouvrages [43]et [51]. Les caractéristiques liées aux vagues, comme leurs hauteurs ou leurs fréquences, jouent bien évidemment un rôle primordial dans ces phénomènes. Les mouvements d'eau proches des littoraux ne sont néanmoins pas uniquement induits par les vagues. En effet, le *niveau d'eau*, qui est la variation plus basse fréquence de l'élévation de la surface libre de la mer, liée notamment aux marées, est un élément qui peut avoir une influence considérable sur la submersion.

Pour un lieu donné et une période de temps fixée, les vagues sont décrites par la notion d'*état de mer*. Cela correspond typiquement à la synthèse de la hauteur des vagues, de leur fréquence et de leur direction, pour la période de temps considérée (en général 20-30 minutes). Dans ce travail, comme expliqué ci-dessus, afin

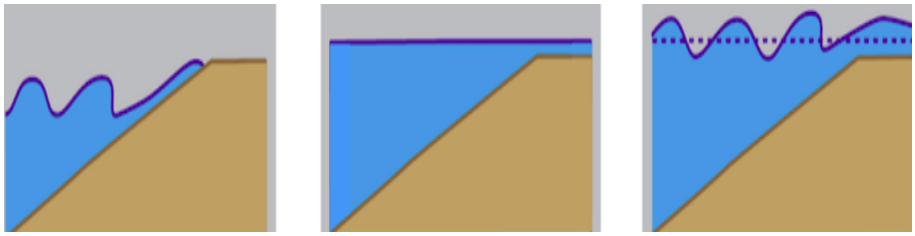

FIGURE 2.1 – Schéma issu de [43] décrivant les différents régimes de submersion : à gauche franchissement par vague, au milieu débordement par augmentation du niveau d'eau et à droite addition des deux phénomènes.

de pouvoir expliquer une éventuelle submersion, nous aurons également besoin de connaître, de façon simultanée, le niveau d'eau moyen. Dans le reste de ce document, l'expression *variables d'aléa* désignera l'ensemble des variables permettant de décrire un état de mer ainsi que le niveau d'eau. À partir de ces variables d'aléa, diverses combinaisons de variables plus informatives pour étudier la submersion peuvent être construites.

Ce chapitre est organisé comme suit. Dans un premier temps, des définitions plus précises des notions de vague, de niveau d'eau et d'état de mer seront données. Les variables d'aléa permettant d'expliquer une éventuelle submersion seront ensuite introduites.

2.1 Notion de vague

Les vagues sont des déformations de la surface de la mer initialement provoquées par le vent. Le vent au large forme des trains de vagues qui vont évoluer et se propager depuis le large vers les côtes sous l'effet de la gravité. Ces déformations se comportent comme une onde se propageant dans une direction donnée. Les trains de vagues dirigés vers les côtes seront ceux étudiés dans ce document. À l'approche des côtes et lors de conditions extrêmes, les vagues et les écoulements associés vont atteindre des endroits d'habitude abrités, ce qui définit un événement de submersion. Plusieurs caractéristiques d'un train de vagues sont à prendre en compte pour appréhender son impact à la côte, notamment, la hauteur, la période et la direction.

Étant donné un lieu fixé, le passage des vagues génère une oscillation de la surface libre qui peut être capturé par différents moyens (capteurs de pression, bouée de houle de surface mesurant l'accélération, mesure de la vitesse orbitale, etc.). La figure 2.2 montre un exemple de mesure réalisée par un capteur de pression. Afin de distinguer la notion de vague de celle de niveau d'eau, la tendance quasi-linéaire rouge sur la figure montre le changement de fond de l'élévation de l'eau liée à la marée. La faible pente de la droite rouge traduit la séparation des échelles de temps entre les vagues et la marée. A priori, en première approximation, on peut considérer que le signal des vagues n'est pas perturbé par ce lent changement de niveau d'eau lorsque la période d'observation est suffisamment courte. Ainsi, sur le temps de définition d'un état de mer, les vagues sont des variations haute fréquence de

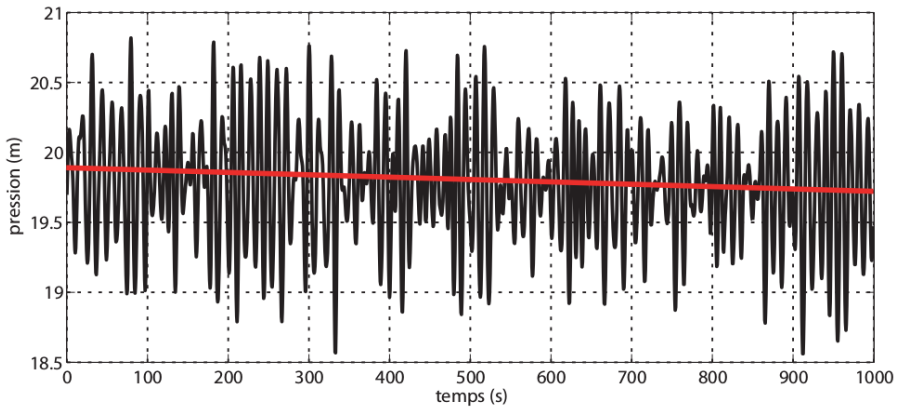

FIGURE 2.2 – Exemple de mesure de pression convertie en hauteur d'eau, par 20 mètres de fond environ dans l'anse de Berthaume, le 31 janvier 2004. Données d'un capteur de pression sur un temps court (1000 secondes). Les oscillations représentent le changement de l'élévation de la surface de l'eau. La tendance rouge représente le changement de fond lié à la marée. La figure provient du cours sur les états de mer de Fabrice Ardhuin et Philippe Bonneton.

l'élévation de l'eau, indépendantes du niveau d'eau moyen qui varie de manière significativement plus lente.

La figure 2.3 montre un exemple de signal d'élévation de la surface de l'eau en fonction du temps sur une courte période. La référence, correspondant au niveau moyen de l'élévation de la surface de l'eau pendant le temps de mesure, est fixée à zéro. Une vague unitaire correspond alors à l'intervalle entre deux instants où l'élévation de surface passe par ce niveau moyen lors de sa phase descendante. Cette méthode est appelée *zero-down-crossing* (par opposition à *zero-up-crossing* si le signal est découpé avec les phases ascendantes de l'élévation de l'eau) [53]. Chaque vague est ainsi identifiée et il est possible d'extraire sa *hauteur* H (différence en mètres entre l'élévation d'une crête et d'un creux successifs de l'onde) et sa *période* T (temps en secondes entre deux crêtes ou entre deux creux de vagues).

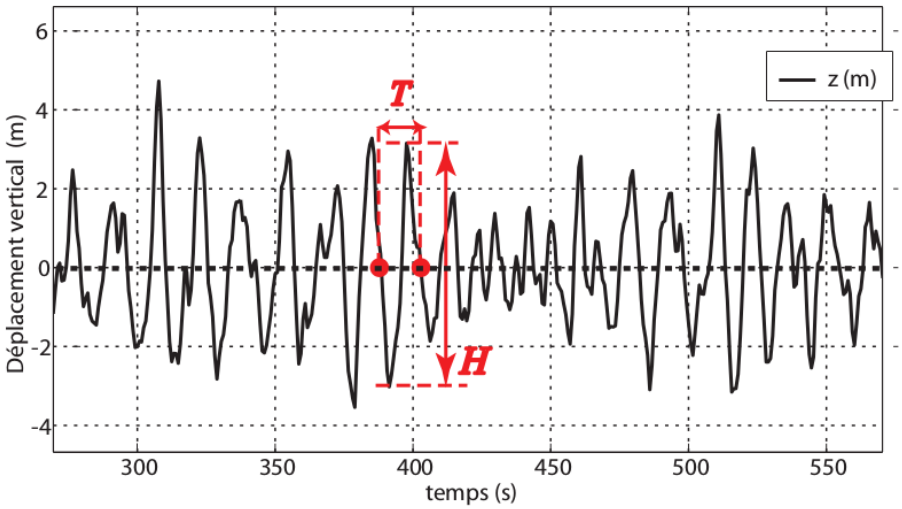

FIGURE 2.3 – Exemple de déplacement mesuré par une bouée houlographe, qui suit le mouvement de la surface, au large de Crozon en mai 2004. Les deux points rouges délimitent une vague. L'information liée à chaque vague peut ainsi être extraite et il est possible de calculer des indicateurs statistiques pour un temps de mesure donné. La figure provient du cours sur les états de mer de Fabrice Ardhuin et Philippe Bonneton.

2.2 Le niveau d'eau

Le niveau d'eau η est défini comme la hauteur lissée (sans tenir compte de vagues) de la surface de l'océan par rapport à une référence stable. C'est une grandeur qui est conditionnée par plusieurs facteurs. Tout d'abord, le phénomène déterministe des marées qui est régi par le mouvement des astres du système solaire et par l'inertie de la révolution de l'astre terrestre sur lui-même. Ce mouvement étant bien connu et bien décrit, le niveau d'eau est estimable via des modèles mathématiques harmoniques, comme cela sera fait au cours de la section 3.2.2. Les services de prédiction des marées, en France le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), sont chargés de donner le niveau d'eau en mètres lié à la marée astronomique. Cette valeur ne prend pas en compte la pression atmosphérique et le vent notamment. Ces phénomènes naturels vont ajouter une composante stochastique au niveau d'eau qu'on appelle la *surcote* (ou encore *décote* en cas de diminution du niveau d'eau) qui peut modifier le niveau d'eau de manière non négligeable, notamment quand les conditions météorologiques se rapprochent des conditions dites de tempête (vents importants et pression atmosphérique basse). Ainsi, à un instant donné, le niveau d'eau observé est la somme entre le niveau d'eau issu de la marée astronomique et la surcote. Quand on approche des côtes, dans la zone de déferlement, la dissipation d'énergie génère un gradient de pression dans la colonne d'eau qui induit également une élavation du niveau d'eau qui peut atteindre plusieur dizaines de centimètres en condition extrêmes, il s'agit du set-up [60].

Le niveau d'eau, qui joue un rôle fondamental dans la submersion, a également des variations à des fréquences intermédiaires liées à la présence des vagues que

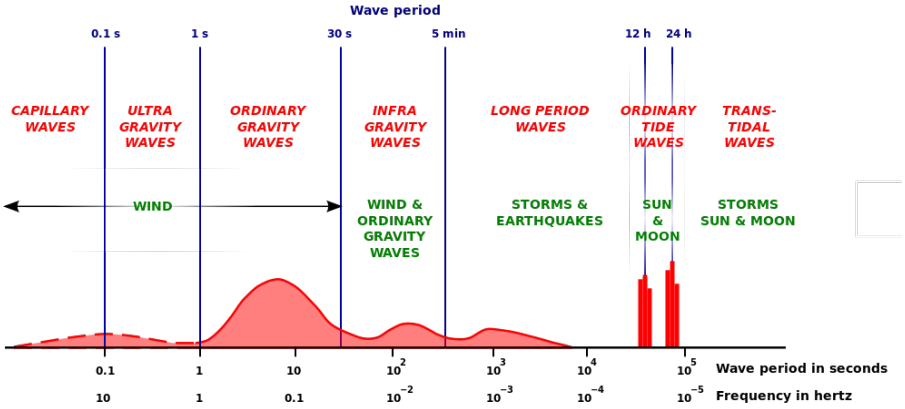

FIGURE 2.4 – Schéma de classification des vagues en fonction de leur période issue de [35].

l'on appelle communément infragravité. En effet, les variations de tension de radiation liées à la présence de groupe de vagues ou de position dans le point de déferlement [59] génèrent des ondes basses fréquences qui peuvent jouer un rôle important dans le phénomène de submersion. Plus généralement, la pertinence de séparer niveau d'eau et vague peut être discutée car ce niveau d'eau est finalement le siège d'ondes de surface dont les fréquences couvrent un spectre très large comme le montre la figure 2.4 issue de [35]. Néanmoins, dans ce document, nous prenons le parti de réaliser ce découpage qui simplifie la vision du problème. Sur la figure 2.5 les différentes composantes du niveau d'eau sont représentés : le niveau η qui peut être représenté comme la somme du niveau moyen Z_0, de la marée astronomique M et de la surcote atmosphérique S, le *run-up* R est la contribution des vagues au niveau d'eau détaillée lors de la section 2.4.3.ii et enfin TWL (pour *Total Water Level* en anglais) est le niveau total résultant de la somme entre η et R.

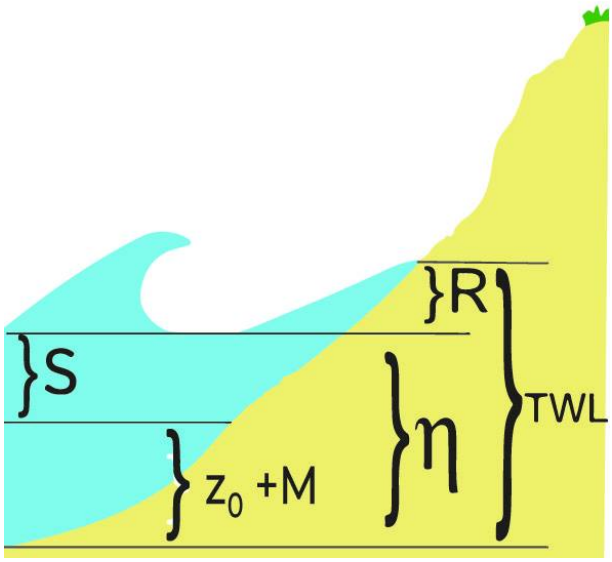

FIGURE 2.5 – Schéma de représentation des différentes composantes du niveau d'eau au bord d'une plage. η est le niveau d'eau mesurable, Z_0 est le niveau moyen en un lieu donné, M est la composante de marée astronomique, S est la surcote océanique, R est le run-up défini dans la section 2.4.3.ii et TWL est le niveau d'eau total.

2.3 Définition d'un état de mer

Comme cela a été indiqué précédemment, étant donnée une fenêtre temporelle et un lieu, dans le cadre de ce travail, un état de mer correspondra à une synthèse de la hauteur, de la période et de la direction des vagues, pour la date, la durée et le lieu considérés. Une fenêtre temporelle de vingt ou trente minutes est généralement utilisée. Un tel ordre de grandeur est typiquement suffisamment court pour se prémunir d'un changement trop important des conditions et suffisamment long pour que la synthèse obtenue soit représentative. De plus, pour une étude longue durée à l'échelle des tempêtes cela sera suffisant pour représenter les dégâts.

Le niveau d'eau sera ajouté aux variables d'état de mer, pour former les variables d'aléa. Caractériser un état de mer relativement au niveau d'eau ne présente pas de difficulté. En effet, la variation du niveau d'eau étant très faible sur une période de trente minutes, on pourra par exemple prendre le niveau moyen sur la période, voire même le niveau en début ou en fin de période. Ce choix aura a priori un très faible impact pratique.

Relativement aux vagues, il existe deux méthodes principales pour caractériser un état de mer (c'est-à-dire, synthétiser les trains de vagues au lieu, à la date et pour la durée considérés) : une méthode statistique et une méthode spectrale. Les principes de ces deux méthodes vont être brièvement décrits dans les deux sections suivantes.

2.3.1 La méthode statistique : vague par vague

Dans la section précédente, la figure 2.3 montre un exemple de mesures de l'élévation de l'eau et de la méthode pour repérer une vague. Pour un intervalle de temps donné $[t_{min}, t_{max}]$, il est ainsi possible d'identifier une série de n vagues aux temps $t_1, \ldots, t_n \in [t_{min}, t_{max}]$. A cette série correspond une série bivariée de mesures $(\mathrm{H}_t, \mathrm{T}_t)_{t \in \{t_1, \ldots, t_n\}}$, où H_t et T_t sont la hauteur et la période, respectivement, de la vague observée au temps $t \in \{t_1, \ldots, t_n\}$. Cette série bivariée contient l'essentiel des informations sur l'état de la mer au lieu, à la date et pour la durée considérés. Dans le cadre de l'approche statistique, un état de mer consistera simplement en un résumé statistique de la série précédente.

2.3.2 Analyse spectrale

Comme l'approche statistique, l'analyse spectrale va permettre de capturer le caractère aléatoire des vagues suivant une approche basée sur la transformée de Fourier . En effet, le signal d'élévation de surface peut se décomposer en une superposition de cosinus et de sinus. Le *spectre* représente alors la répartition de l'élévation (souvent appelée énergie de manière abusive) en fonction d'un ensemble de fréquences (il est aussi possible de réaliser un spectre de l'énergie en fonction de la fréquence et de la direction des vagues).

Ainsi, à partir d'un signal d'élévation de l'eau, comme celui représenté dans la figure 2.3, il est possible de calculer le spectre (Figure 2.6) représentant la densité d'énergie en fonction de la fréquence. Le raisonnement mathématique d'obtention du spectre ne sera pas détaillé dans ce document. Le lecteur intéressé pourra se réferer au manuel [53] pour de plus amples informations à ce sujet. Dans le cadre de l'approche spectrale, dans cette étude, un état de mer consistera simplement en un résumé mathématique du spectre par un ensemble de variables de vagues dites spectrales.

2.3.3 Résumé

La figure 2.7 résume les méthodes d'obtention des variables caractéristiques d'un état de mer. Soit un signal d'élévation continu sur l'intervalle de temps connu (1 sur la figure). Le signal peut se découper en plusieurs états de mer consécutifs notés $[t_0, \ldots, t_i, \ldots, t_f]$. Pour caractériser un état de mer t_i il est possible d'obtenir ses caractéristiques liées aux vagues au travers de son spectre (noté $2'$ sur la figure). Une autre possibilité d'obtenir les informations de vagues est de découper l'état de mer t_i en n vagues, chaque vague peut se caractériser par sa hauteur, sa période et sa direction. Le tableau 2 résume les informations de chaque vague pour l'état de mer t_i. Les deux méthodes mènent au tableau 3 sur la figure où chaque état de mer est caractérisé par les variables qui seront détaillées au cours des sections suivantes.

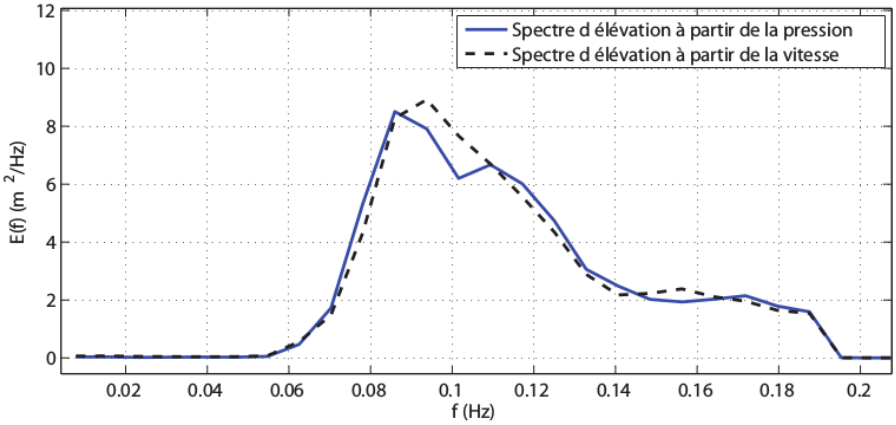

FIGURE 2.6 – Spectre de la densité d'énergie (E) en fonction de la fréquence (f) correspondant à la figure 2.2. La figure provient du cours sur les états de mer de Fabrice Ardhuin et Philippe Bonneton.

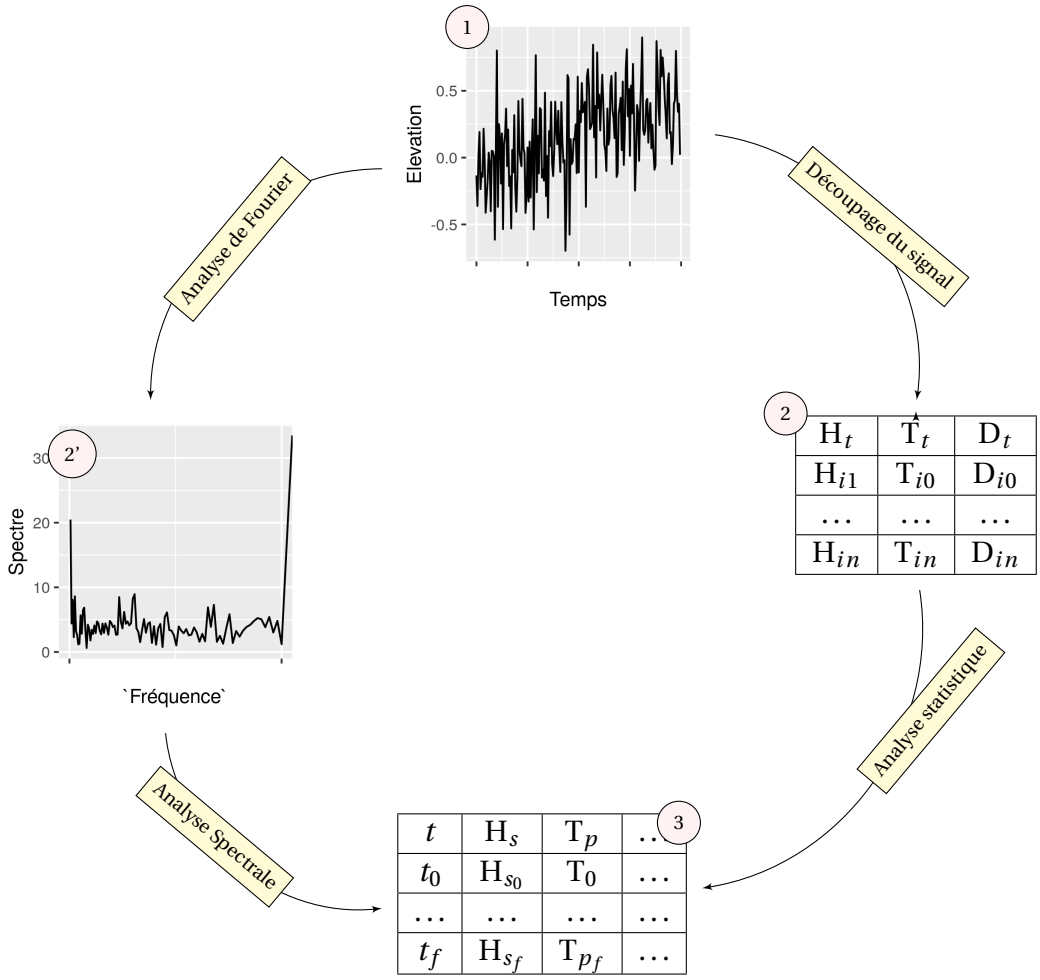

FIGURE 2.7 – Schéma d'obtention des données d'état de mer. Le graphe 1 représente un signal d'élévation de l'eau. Le graphe 2′ est un spectre issu d'un état de mer t_i. Le tableau 2 résume l'information de chaque vague d'un état de mer t_i. Le tableau 3 donne les caractéristiques de chaque état de mer issu de l'élévation 1. Les graphiques sont réalisés avec des données factices.

2.4 Variables d'aléa liées à la submersion

Comme évoqué précédemment, étant donnés une fenêtre temporelle et un lieu, un état de mer correspond essentiellement à une synthèse de l'état de la mer en terme de vague au lieu, à la date et pour la durée considérés. En fonction de l'approche choisie (statistique ou spectrale), les variables caractérisant cette synthèse peuvent être calculées de plusieurs façons. En plus de ces variables, le niveau d'eau de la mer sera ajouté pour former les *variables d'aléa* caractérisant la submersion.

2.4.1 Variables caractérisant les vagues d'un état de mer

2.4.1.i Hauteur significative

Comme cela a été dit précédemment, la hauteur H d'une vague est la différence en mètres entre l'élévation de son creux et de sa crête. Le plus souvent, pour caractériser un état de mer, la hauteur significative, notée H_s, est utilisée. Historiquement, cette valeur correspond de manière grossière à celle décrite par un observateur expert qui regarde les vagues pendant la durée d'un état de mer.

Lors d'une analyse vague par vague, la moyenne de la hauteur du tiers supérieur des vagues repérées pendant la période de mesure, notée $H_{1/3}$, est utilisée pour définir la hauteur significative de vague.

Dans le cadre de l'approche spectrale, on part du spectre de la densité d'énergie $E(\nu)$ en fonction de la fréquence ν. La hauteur significative H_s, notée H_{m0} dans ce cas peut alors être calculée par la formule suivante :

$$H_s = H_{m0} = 4 \times \sqrt{\int_{\nu_{min}}^{\nu_{max}} E(\nu) d\nu}, \tag{2.1}$$

où ν_{min} et ν_{max} sont la fréquence minimum et la fréquence maximum du spectre.

Dans le reste de ce document, la hauteur significative sera notée H_s et, sauf mention contraire, fera référence à une valeur calculée dans le cadre de l'approche spectrale par la formule (2.1). En effet, les simulations numériques, décrites dans la section 3.1.2, fournissent pour un état de mer donné son spectre d'énergie.

2.4.1.ii Période moyenne

Comme cela a été évoqué dans la Section 2.1, une vague est également caractérisée par sa période T qui est le temps écoulé entre deux passages de crêtes. Il est à noter que cette grandeur est liée à la longueur d'onde λ qui est la distance entre deux crêtes et à la célérité de propagation.

Dans le cadre de l'approche statistique pour caractériser l'état de la mer sur la période $[t_{min}, t_{max}]$, il est naturel d'utiliser la moyenne des périodes $(T_t)_{t\in\{t_1,\dots,t_n\}}$, où $t_1, \dots, t_n$ sont les temps correspondants aux n vagues identifiées.

Dans le cadre de l'approche spectrale, la période moyenne sur la durée considérée peut être calculée à partir du spectre E de l'élévation de la surface de la mer. Plusieurs formules, correspondant aux équations (2.2), (2.3), (2.4) et (2.5) ci-après peuvent être utilisées. Cela conduit à quatre versions de la période moyenne, notées T_p, T_{m01}, T_{m02}, T_{m10}, et définies respectivement par :

$$T_p = \frac{1}{\nu_p}, \tag{2.2}$$

où ν_p est la fréquence pour laquelle l'élévation E est maximum sur le spectre,

$$T_{m01} = \sqrt{\frac{m_0}{m_1}} \tag{2.3}$$

$$T_{m02} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \tag{2.4}$$

$$T_{m10} = T_e = \sqrt{\frac{m_{-1}}{m_0}} \tag{2.5}$$

où m_0, m_1 , m_2 et m_{-1} sont, respectivement, les moments d'ordre 0, 1 , 2 et -1 de l'élévation E,

et où le moment d'ordre p est défini par $m_p = \int_{\nu_{min}}^{\nu_{max}} E(\nu)\nu^p d\nu$ avec ν_{min} et ν_{max} fréquences minimum et maximum du spectre considéré (on pourra noter que le moment d'ordre 0 m_0 intervient dans le calcul de H_s, formule 2.1).

Ces différentes définitions de la période pour décrire un état de mer, toutes fonctions du spectre de l'élévation E, ne donnent pas néanmoins la même information :

— T_p appelée période pic représente la période des vagues qui contribuent le plus à l'énergie de l'état de mer ;

— T_{m01} et T_{m02} sont des périodes moyennes obtenues à partir de l'ensemble du spectre en donnant de l'importance à chaque valeur de fréquence présente dans l'état de mer, et à ce titre, représentent des périodes comparables à la période moyenne obtenue à l'aide de l'approche statistique ;

— T_e, appelée la période énergétique, représente la période que devrait avoir un état de mer monochromatique de même hauteur significative pour assurer une équivalence en terme d'énergie entre les deux états de mer. C'est la période utilisée pour les études liées à l'énergie des vagues.

2.4.1.iii Direction moyenne

La direction d'un train de vagues est naturellement mesurée par son angle par rapport au nord. C'est un paramètre important car, en tant qu'onde, les vagues sont

soumises aux phénomènes de réfraction, diffraction et réflexion. Et donc la direction d'un train de vague sera une caractéristique importante pour son impact à la côte.

À partir des mesures brutes issues d'une bouée de surface qui donne accès au déplacement dans toutes les directions, il est possible [53], après manipulation mathématiques et moyennant certaines hypothèses, d'extraire la direction moyenne sur la fenêtre temporelle considérée, notée θ_m, et la direction pic, notée θ_p, c'est-à-dire, la direction la plus fréquente. Dans ce document, la direction moyenne θ_m sera utilisée.

2.4.2 Niveau d'eau moyen

Le niveau d'eau moyen sur la fenêtre temporelle fixée pour définir l'état de mer sera considéré dans ce travail comme une caractéristique essentielle de l'aléa. Il faut noter que, comme évoqué précédemment, étant donné sa faible variation sur une période de trente minutes, la façon de résumer le niveau d'eau n'a aucune influence en pratique. Pour un état de mer donné à une date t quelconque, en plus des variables de vagues ($H_{s,t}, T_{p,t}, \ldots$), le niveau d'eau η_t devra être donné. Dans la section 3.2, les différentes méthodes d'obtention de cette variable seront détaillées.

2.4.3 Variables transformées

Les variables présentées dans la section précédente caractérisent uniquement l'état de l'océan en un lieu et sur une fenêtre de temps fixés. En complément, des variables transformées (ou agrégées) peuvent être calculées pour obtenir des informations qui ont un sens physique plus pertinent pour appréhender un phénomène de submersion.

Le *flux* d'énergie qui représente la quantité d'énergie véhiculée par les vagues par seconde et par mètre de crête est une variable transformée bien évidemment très intéressante en terme physique. De même le *run-up* qui est définit par un quantile particulier de la hauteur atteinte par les vagues à un endroit sur le littoral considéré et durant l'état de mer en question est également fondamental en terme de risque. Pour chaque état de mer pour un lieu donné, il sera possible de calculer une valeur de ces deux nouvelles variables.

2.4.3.i Flux énergétique

Selon la théorie ondulatoire des vagues, il n'y a pas de transport de masse (au transport du second ordre près [58] et en dehors de la zone de déferlement) mais uniquement un déplacement d'énergie qui est constitué d'une partie cinétique due au mouvement du fluide et d'une partie provenant du changement de hauteur qu'induisent les vagues dans la masse d'eau.

Le flux d'énergie permet de quantifier ce transport d'énergie par les vagues. C'est une grandeur locale. Ce flux d'énergie sera noté P car il peut être aussi vu comme une puissance par m de crête de vague et son unité est le Joule par mètre par seconde ($J.m^{-1}.s^{-1}$). Dans une étude concernant les dégâts, la notion de flux d'énergie est pertinente. En effet, le flux se conserve modulo les processus de dissipation des vagues principalement dûe au déferlement, et donc localement, le flux d'énergie représente effectivement l'énergie qui arrivera à la côte lors d'un évènement, quel que soit l'endroit où ce flux est mesuré. Dans ce contexte il sera alors judicieux d'intégrer ce flux sur l'ensemble de la durée de la tempête, ce qui permettra d'estimer la quantité totale d'énergie associée à une tempête en un point particulier du littoral.

Étant donné un lieu, les grandeurs utiles pour le calcul de P sont :

— la profondeur h (en m) au lieu considéré ;

— la force gravitationnelle $g = 9.81 m.s^{-2}$;

— la masse volumique de l'eau de mer $\rho_w = 1025 kg.m^{-3}$;

— la longueur d'onde λ (en m) au lieu considéré, solution de l'équation de dispersion, issue de la théorie linéaire des vagues [53], suivante pour la période énergétique considérée T_e (dont le calcul est donné par la formule (2.5)) :

$$\left(\frac{2\pi}{T_e}\right)^2 = \frac{2\pi g}{\lambda}\tanh\left(\frac{2\pi h}{\lambda}\right);$$

— la densité d'énergie des vagues E_{wave} (en $J.m^{-2}$) au lieu considéré, donnée, en fonction de la hauteur significative H_s, par :

$$E_{wave} = \frac{1}{16}\rho \times g \times H_s^2;$$

— la célérité de phase c_p (en $m.s^{-1}$) (la vitesse à laquelle une phase de vague se déplace) donnée par :

$$c_p = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}\tanh\left(\frac{2\pi h}{\lambda}\right)};$$

— la célérité de groupe (la vitesse à laquelle la superposition des ondes ou encore l'énergie est transportée) donnée par :

$$c_g = \frac{1}{2}c_p\left(1 + \frac{4\pi h}{\lambda} \times \frac{1}{\sinh\left(\frac{4\pi h}{\lambda}\right)}\right).$$

Le flux se calcule alors finalement avec la formule :

$$P = E_{wave} \times c_g. \tag{2.6}$$

2.4.3.ii Run-Up

Dans ses travaux ([37] et [36]), Stockdon a utilisé un système de caméras vidéo et des mesures par des bouées pour établir un lien entre les états de mer et la hauteur atteinte par les vagues sur plusieurs plages aux caractéristiques connues. L'utilisation de caméras vidéo a permis de mesurer avec précision la hauteur atteinte par l'eau. D'un autre côté, les bouées de mesures ont fourni les caractéristiques des états de mer au large. Grâce à l'ensemble de ces données, une relation empirique a été établie pour relier la hauteur atteinte observée et les caractéristiques au large. Cette relation est établie en prenant en compte les spécificités de la plage considérée notamment caractérisée par sa pente β (en %). Cette valeur est en constante évolution via l'effet de transport sédimentaire induit par les vagues. Dans notre étude, compte tenu de l'inconnue que représente l'évolution de la pente de plage au cours des années, nous serons contraints de supposer le paramètre β constant. Cela constitue clairement une hypothèse importante pour l'étude réalisée dans ce document qui couvre plusieurs dizaines d'années.

Le *run-up* R est la hauteur atteinte par l'eau après déferlement d'une vague, comme le montre la figure 2.5. Cette valeur de hauteur peut facilement s'additionner au niveau d'eau de manière à représenter physiquement les hauteurs atteintes pour un état de mer donné. Il est assez facile de déterminer un seuil réel (mur, haut d'une plage) représentant la limite à franchir par le run-up pour être en présence d'un évènement de submersion.

Dans son étude, Stockdon distingue la partie gravitaire et la partie infragravitaire du déferlement dans la zone de swash des vagues, ainsi que la partie associée au *setup* (surélévation local du niveau de la mer induit par le déferlement d'une vague comme indiqué précédemment).

Pour un état de mer, le calcul suivant donne la hauteur dépassée par 2% des vagues de cet état de mer :

$$R_{2\%} = 0.35 \times \sqrt{H_s \times \frac{gT_p^2}{2\pi}} \times \beta + 0.75 \times \sqrt{H_s \times \frac{gT_p^2}{2\pi}} \times \beta + 0.06 \times \sqrt{H_s \times \frac{gT^2}{2\pi}}, \quad (2.7)$$

où H_s et T_p sont données par (2.1) et (2.2), respectivement. Ainsi, la formule (2.7) peut être décomposée en trois parties :

— la partie associée au setup : $R_v = 0.35 \times \sqrt{H_s \times \frac{gT_p^2}{2\pi}} \times \beta$;

— la partie incidente du swash : $R_{inc} = 0.75 \times \sqrt{H_s \times \frac{gT_p^2}{2\pi}} \times \beta$;

— la partie infragravitaire du swash : $R_{IG} = 0.06 \times \sqrt{H_s \times \frac{gT_p^2}{2\pi}}$.

Comme cela a déjà été évoqué auparavant, la valeur $R_{2\%}$ calculée par (2.7) pour une plage de pente β a une interprétation physique évidente puisqu'elle peut être comparée à une hauteur limite qui, si elle est dépassée, peut conduire à des dégâts. Nous pouvons également noter que sur la figure 2.5, la somme $R_{2\%} + \eta$ donne

le niveau d'eau total qui sera appelé TWL pour *Total Water Level* dans la suite du document. Néanmoins, cette formulation empirique a été obtenue par comparaison entre variables d'état de mer et observations vidéo pour un sous-ensemble de plages connues et ouvertes. Les résultats issus de cette formulation ne sont pas nécessairement réalistes pour les plages du Pays Basque. Par exemple, la *Grande Plage* de Biarritz, qui sera par la suite étudiée dans ce document, se présente sous la forme d'une baie enrochée et se termine par un muret. Ces différences avec les plages étudiées par Stockdon induisent un biais d'utilisation de la formule (2.7). Dans le cas présent et compte tenu de la nature de l'étude présentée ici, les résultats qualitatifs obtenus par cette formulation seront suffisants pour une étude liée aux dégâts. La pente utilisée pour la *Grande Plage* sera constante et fixée à 0.008%, cette valeur a été obtenue à partir des relevés topographiques effectués entre décembre 2017 et janvier 2019. Cela correspond à la partie proche de la côte de la plage uniquement. Cette partie représente la partie de la plage qui est majoritairement impliquée dans la submersion. L'objectif de cette première approche est d'obtenir une variable pouvant être représentative des dégâts.