

Observations and Predictions of Wave Runup, Extreme Water Levels, and
Medium-Term Dune Erosion during Storm Conditions
Quan trắc và dự đoán sóng leo, mực nước cực trị và xói lở cồn cát
thời đoạn trung bình trong điều kiện bão

Serge Suanez • Romain Cancouët • France Floc'h • Emmanuel Blaise
Fabrice Ardhuin • Jean-François Filipot • Jean-Marie Cariolet • Christophe Delacourt

Biên dịch: Nguyễn Quang Chiến
GV Khoa Kỹ thuật Biển
Trường Đại học Thủy lợi



By Tewy - Own work, CC BY 2.5, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=1382654>

Observations and Predictions of Wave Runup, Extreme Water Levels, and Medium-Term Dune Erosion during Storm Conditions

Quan trắc và dự đoán sóng leo, mực nước cực trị và xói lở cồn cát thời đoạn trung bình trong điều kiện bão

Serge Suanez^{1*}, Romain Cancouët¹, France Floc'h², Emmanuel Blaise¹, Fabrice Ardhuin³, Jean-François Filipot⁴, Jean-Marie Cariolet⁵, and Christophe Delacourt²

¹ LETG-Brest-Géomer UMR 6554 CNRS, Institut Universitaire Européen de la Mer, Rue Dumont d'Urville, Plouzané 29280, France

² Laboratoire Domaines Océaniques (LDO) UMR 6558 CNRS, Institut Universitaire Européen de la Mer, Rue Dumont d'Urville, Plouzané 29280, France

³ Laboratoire de Physique des Océans (LPO) UMR 6523 CNRS-Ifremer-IRD, Institut Universitaire Européen de la Mer, Rue Dumont d'Urville, Plouzané 29280, France

⁴ France Energies Marines, 15 rue Johannes Kepler, Site du Vernis, Technopôle Brest-Iroise, Brest 29200, France

⁵ Lab'Urba-EIVP, Université Paris Est, 80 rue Rébeval, Paris 75019, France

* Author to whom correspondence should be addressed | Tác giả liên lạc. Tel.: +33-02-98-498-610; Fax: +33-02-98-498-703.

Academic Editor | Biên tập khoa học: Rick Luettich

Received: 13 June 2015 / Accepted: 13 July 2015 / Published: 24 July 2015

Nhận bài: 13-06-2015 / Phản biện xong: 13-07-2015 / Đăng bài: 24-07-2015

Tóm tắt nội dung

Monitoring of dune erosion and accretion on the high-energy macrotidal Vougot beach in North Brittany (France) over the past decade (2004–2014) has revealed significant morphological changes. Dune toe erosion/accretion records have been compared with extreme water level measurements, defined as the sum of (i) astronomic tide; (ii) storm surge; and (iii) vertical wave runup. Runup parameterization was conducted using swash limits, beach profiles, and hydrodynamic (H_{m0} , $T_{m0,-1}$, and high tide water level-HTWL) data sets obtained from high frequency field surveys. The aim was to quantify in-situ environmental conditions and dimensional swash parameters for the best calibration of Battjes [1] runup formula. In addition, an empirical equation based on observed tidal water level and offshore wave height was produced to estimate extreme water levels over the whole period of dune morphological change monitoring. A good correlation between this empirical equation ($1.01H_{m0}\xi_o$) and field runup measurements (R_{max}) was obtained (R^2 85%). The goodness of fit given by the RMSE was about 0.29 m. A good relationship was noticed between dune erosion and high water levels when the water levels exceeded the dune foot elevation. In contrast, when extreme water levels were below the height of the toe of the dune sediment budget increased, inducing foredune recovery. These erosion and accretion phases may be related to the North Atlantic Oscillation Index.

Việc theo dõi sự xói lở và bồi tụ cồn cát trên bãi biển Vougot có năng lượng cao, thủy triều lớn, thuộc Bắc Brittany (Pháp) qua thập kỷ vừa rồi (2004–2014) đã làm bộc lộ những thay đổi hình thái đáng kể. Các bằng ghi xói lở/bồi tụ chân cồn cát được so sánh với kết quả đo đạc mực nước cực trị, vốn được định nghĩa bằng tổng của (i) triều thiên văn; (ii) nước dâng trong bão và (iii) chiều cao sóng leo. Việc tham số hóa sóng leo được thực hiện bằng việc dùng các giới hạn sóng tràn, mặt cắt ngang bãi, cùng các bộ số liệu thủy liệu thủy động lực (H_{m0} , $T_{m0,-1}$, và mực nước triều cao-HTWL) nhận được từ đo đạc thực địa tần số cao. Mục tiêu là nhằm định lượng các điều kiện môi trường tại chỗ cùng các tham số sóng tràn có thứ nguyên để hiệu chỉnh tốt nhất công thức của Battjes [1]. Ngoài ra, một phương trình thực nghiệm dựa trên mực nước triều đo đạc và chiều cao sóng đã được thiết lập để ước tính các mực nước cực trị suốt thời gian quan trắc biến đổi hình thái cồn cát. Một mối tương quan tốt giữa phương trình thực nghiệm này ($1.01H_{m0}\xi_o$) và số liệu đo sóng leo hiện trường (R_{max}) đã thu được (R^2 85%). Mức độ phù hợp cho bởi số RMSE vào khoảng 0,29 m. Một mối liên hệ tốt được phát hiện giữa xói lở cồn cát và mực nước cao khi mực nước vượt quá cao độ chân cồn cát. Ngược lại, khi mực nước cực trị nằm dưới chiều cao chân cồn cát, quỹ bùn cát sẽ tăng lên, gây phục hồi mặt trước cồn cát. Các pha xói lở và bồi tụ có thể gắn với Chỉ số Dao động Bắc Đại tây dương.

Keywords: macrotidal beach; runup; storm; dune; erosion; extreme water level; NAO

Từ khóa: bãi biển triều lớn; sóng leo; bão; cồn cát; xói lở; mực nước cực trị; NAO

1 Introduction | Giới thiệu

Extreme events such as storms or hurricanes play a major role in dune erosion [2–7]. In these conditions, the foredune is severely scaped due to flooding processes that exacerbate wave attack on the dune foot [6,8–17]. Based on this principle, Sallenger et al. [18] and Ruggiero et al. [19] proposed different models designed to assess the foredune's sensitivity to erosion generated by the impact of storm waves. This methodological approach was used for assessing the vulnerability of barrier islands to hurricanes along the eastern coast of the USA [7,18] and analyzing decadal-scale variations in dune erosion and accretion rates on the Sefton coast in northwest England [20]. These models examine the relationship between the extreme water level elevation and relevant beach morphology corresponding to the height of dune foot. Extreme water level is defined as the sum of (i) astronomic tides; (ii) storm surges; and (iii) vertical wave runup, including both setup and swash. Sallenger [18] has defined four storm-impact regimes (swash, collision, overwash, and inundation) related to increased water levels from storms that shift the runup and location of wave attack higher on the profile, making berms or foredunes more vulnerable to erosion and overtopping. In this storm-impact scaling model, the borders between the impact regimes represent thresholds across which the magnitudes and processes of dune erosion are substantially different. Ruggiero's [19] model appears simpler; it simply examines predicted extreme water elevations with measured elevations of the junctions between the beach face and the toe of foredunes or sea cliffs. The aim is to evaluate the frequency with which water can reach the property, providing an evaluation of the susceptibility to potential erosion.

If storm surge (wind and pressure surge) can be deduced from the observed tide using tide gauge measurements, estimation of wave runup is a more complicated issue because of the complex processes driving the swash zone [21]. It corresponds to the time-fluctuating vertical position of the swash limit on the upper part of the beach, and was first studied in relation to engineering structures such as dykes [22] or rock-rubble structures [23]. It is defined as the difference between discrete water elevation maxima and still water level corresponding generally to observed tide level [21,24,25]. The complexity of processes that govern the swash zone are related to incident band wave energy transferred to both higher and lower frequencies through the surf zone [26]. Therefore, wave runup is largely dependent on environmental conditions such as the local beach slope (synthesized through dissipative to reflective context generally given by Iribarren number [27]) and the infragravity-to-incident offshore wave energy which dominates the inner-surf zone [24,28–30]. A simple formula was first proposed by [23] using significant wave height (H_s) and slope (S):

$$R = H_s S \quad (1)$$

Battjes [1,27] has shown that runup was better related to a morphodynamic component defined by a dimension-

Các sự kiện cực đoan như bão hay xoáy nhiệt đới đóng vai trò quan trọng đối với xói lở cồn cát [2–7]. Trong những điều kiện như vậy, mặt trước cồn cát bị bào mòn nặng nề bởi quá trình ngập nước vốn thúc đẩy tác động của sóng đến chân cồn cát [6,8–17]. Dựa theo nguyên lý này, Sallenger & nnk. [18] và Ruggiero & nnk. [19] đã đề xuất những mô hình khác nhau phục vụ mục đích đánh giá độ nhạy cảm của mặt trước cồn cát chịu xói lở gây bởi tác động sóng bão. Cách tiếp cận có phương pháp này đã được dùng để đánh giá mức độ tổn thương của dải đảo chắn trước những cơn bão dọc bờ biển phía đông Hoa Kỳ [7,18] và để phân tích những biến đổi dài hạn cỡ thập kỉ trong quá trình xói cồn cát và tốc độ bồi lắng bờ biển Sefton miền tây bắc nước Anh [20]. Những mô hình nêu trên đã kiểm tra mối liên hệ giữa mực nước cực hạn và hình thái bờ biển tương ứng với chiều cao chân cồn cát. Mực nước cực hạn được định nghĩa bằng tổng của (i) triều thiên văn; (ii) nước dâng trong bão và (iii) chiều cao sóng leo, bao gồm cả nước dâng do sóng và sóng tràn. Sallenger [18] đã định nghĩa bốn chế độ tác động bởi bão (dâng cao, va đập, tràn qua, và ngập lụt) gắn với các mực nước tăng dần trong bão để dịch chuyển sóng leo và vị trí của tác động sóng cao hơn trên mặt cắt ngang, khiến cho thềm bãi hoặc mặt trước cồn cát dễ bị tổn hại bởi xói lở và tràn đỉnh. Trong mô hình tỉ lệ tác động bão này, ranh giới giữa các chế độ tác động sẽ biểu diễn các ngưỡng mà vượt qua đó, độ lớn và quá trình xói cồn cát sẽ khác hẳn đi. Mô hình của Ruggiero [19] dường như đơn giản hơn; nó chỉ kiểm tra các mực nước cực trị với các cao trình đo được ở điểm chuyển tiếp giữa mặt bãi biển và chân cồn cát hoặc vách đá. Mục đích là nhằm đánh giá tần suất xảy ra khi mực nước dâng đến tài sản, từ đó cho phép đánh giá mức độ tổn hại do xói lở tiềm năng.

Nếu như nước dâng do bão (gồm gió và khí áp) có thể được rút ra từ mực nước thực đo bởi các trạm đo triều, thì việc ước tính chiều cao sóng leo là vấn đề phức tạp hơn vì các quá trình phức hợp chi phối vùng sóng tràn [21]. Nó tương ứng với vị trí biến đổi, theo phương đứng, của giới hạn sóng tràn lên phần phía trên bãi biển, và được lần đầu nghiên cứu gắn với các công trình như đê [22] hay công trình đá đổ [23]. Đại lượng này được định nghĩa là hiệu số giữa các cực đại mực nước riêng rẽ và mực nước tĩnh, thường ứng với mực nước triều quan trắc được [21,24,25]. Sự phức tạp của những quá trình chi phối vùng sóng tràn được gắn với việc năng lượng dải sóng được chuyển đến cả những phần có tần số sóng cao và thấp hơn trong vùng sóng vỡ [26]. Do vậy, chiều cao sóng leo phụ thuộc nhiều vào các điều kiện môi trường như độ dốc địa phương của bãi biển (được tổng hợp qua chế độ tiêu tán đến phản xạ năng lượng, với số Iribarren [27]) và năng lượng onsg ngoài khơi từ ngoại trọng lực đến sóng tới vốn chi phối vùng sóng vỡ sát bờ [24,28–30]. Một công thức đơn giản được đề xuất lần đầu [23] có sử dụng chiều cao sóng ý nghĩa (H_s) và độ dốc (S):

Battjes [1,27] đã cho thấy rằng chiều cao sóng leo liên hệ chặt chẽ hơn với một đại lượng thủy động lực định

less surf similarity parameter called the Iribarren number, expressed by the following equation:

$$\frac{R}{H_s} = C\xi_0 \quad (2)$$

where C is a constant, and ξ_0 is the Iribarren number given by [17]:

$$\xi_0 = \frac{\tan \beta}{(H_o/L_o)^{1/2}} \quad (3)$$

where $\tan \beta$ is the beach slope, H_o corresponds to significant offshore wave (equivalent to H_s in deep water), and L_o is deep water wavelength.

Following this approach, a statistical analysis of wave run-up ($R_{2\%}$) was proposed by Holman from field data collected on a natural intermediate-to-reflective beach (beach slope $\tan \beta$ from 0.07 to 0.2) [25]. He found a clear relationship between the 2% exceedence value of runup normalized by H_s and ξ_0 , and fit this equation to field data collected at Duck, NC (USA) using the intermediate depth (18 m) H_{m0} and T_{pic} (where H_{m0} is wave height estimates based on spectral moments, and T_{pic} is the period associated with the largest wave energy known as the peak period). Based on the laboratory tests, Mase [31] developed a predictive equation using deep water wave parameters for irregular wave runup on uniform impermeable slopes ($\tan \beta$ from 0.03 to 0.2). He found that the runup was approximately twice as large as values measured in the field by Holman [25], and explained this discrepancy by the effect of beach profile geometry. The runup spectrum measured on natural sandy beaches on the coast of New South Wales (Australia) indicated proportionality between the best-fit of runup elevation distribution and the beach slope for a steeper beach ($\tan \beta \geq 0.10$). For the flatter beaches ($\tan \beta \leq 0.10$), the slope became largely unimportant and the vertical scale of the runup distribution was scaled directly with $(H_o L_o)^{0.5}$ [32]. Ruessink et al. [29] came to the same conclusion by examining runup under highly dissipative conditions (beach slope from 0.01 to 0.03) at Terschelling (The Netherlands). They found that the significant infragravity swash height (R_{ig}) was about 30% of the offshore wave height H_0 , and that the slope in the linear H_0 dependance of R_{ig} amounted to only 0.18, considerably smaller than the value of 0.7 observed on steeper beaches by Guza and Thornton [24]. More recently, a synthesis of empirical parameterization of extreme $R_{2\%}$ runup, based on several natural beach and laboratory experiments, indicated that in an infragravity-dominated dissipative context, the magnitude of swash elevation was dependent only on offshore wave height and wavelength [21]. In an intermediate and reflective context with complex foreshore morphology, beach slope was on the contrary much more important in practical applications of the runup parameterization. Therefore, the authors have elaborated different runup equations according to the beach morphodynamic context. For a dissipated state ($\xi_0 < 0.3$), Formula (4) is used, while for an intermediate state ($0.3 < \xi_0 < 1.25$) it is recommended to use Formula (5). Formula (6) is used for a reflective state

nghĩa bởi một tham số đồng dạng sóng vỡ phi thứ nguyên có tên là số Iribarren number, biểu diễn bởi phương trình sau:

trong đó C là hằng số, còn ξ_0 là số Iribarren cho bởi [17]:

trong đó $\tan \beta$ là độ dốc bãi, H_o ứng với sóng ý nghĩa ngoài khơi (tương đương H_s vùng nước sâu), còn L_o là chiều dài sóng nước sâu.

Theo cách tiếp cận này, phép phân tích thống kê số liệu sóng leo ($R_{2\%}$) đã được Holman đề xuất từ số liệu hiện trường thu thập được trên một bãi biển tự nhiên có tính chất từ trung gian đến phản xạ (độ dốc bãi $\tan \beta$ từ 0.07 đến 0.2) [25]. Ông đã phát hiện mối liên hệ rõ nét giữa chiều cao sóng leo vượt 2% chuẩn hoá bởi H_s và ξ_0 , rồi khớp phương trình tìm được với số liệu thực địa thu thập tại Duck, NC (Hoa Kỳ) bằng cách dùng H_{m0} và T_{pic} tại độ sâu trung gian (18 m), (trong đó H_{m0} là chiều cao sóng ước tính từ các mô-men phổ, còn T_{pic} là chu kỳ sóng gắn với năng lượng sóng cao nhất, gọi là chu kỳ sóng đỉnh phổ). Dựa vào thí nghiệm lab, Mase [31] đã thiết lập một phương trình dự đoán dùng các tham số sóng nước sâu cho sóng không đều leo trên mái dốc phẳng không thấm ($\tan \beta$ từ 0.03 đến 0.2). Ông đã phát hiện thấy độ cao sóng leo khoảng chừng gấp đôi số liệu đo hiện trường bởi Holman [25], và đã giải thích sự khác biệt này theo hình dạng mặt cắt ngang. Phổ sóng leo đo đạc trên những bãi cát tự nhiên ở bờ biển New South Wales (Úc) đã cho thấy sự tỉ lệ giữa phân bố khớp nhất của chiều cao sóng leo và độ dốc bãi, với bãi biển dốc hơn ($\tan \beta \geq 0.10$). Với bãi biển thoải ($\tan \beta \leq 0.10$), nói chung độ dốc là không quan trọng và sự phân bố độ cao sóng leo tỉ lệ trực tiếp với $(H_o L_o)^{0.5}$ [32]. Ruessink & nnk. [29] cũng đi đến kết luận tương tự qua việc nghiên cứu sóng leo trong điều kiện tiêu tán năng lượng mạnh (độ dốc bãi từ 0.01 đến 0.03) ở Terschelling (Hà Lan). Họ đã phát hiện rằng chiều cao tràn của sóng ngoài trọng lực (R_{ig}) là vào khoảng 30% chiều cao sóng ngoài khơi H_0 , và độ dốc trong đường quan hệ tuyến tính giữa H_0 và R_{ig} chỉ bằng 0.18, nhỏ hơn đáng kể so với giá trị 0.7 quan sát được bởi Guza và Thornton [24] trên những bãi biển dốc hơn. Gần đây hơn, một kết quả tổng hợp tham số hoá thực nghiệm của độ cao sóng leo cực trị $R_{2\%}$, dựa vào các thí nghiệm trên bãi tự nhiên và trong phòng lab, đã cho thấy rằng với điều kiện sóng tiêu tán năng lượng, chi phối bởi thành phần ngoại trọng lực, thì cao độ nước tràn chỉ phụ thuộc vào chiều cao và chiều dài sóng nước sâu [21]. Trong điều kiện trung gian và phản xạ với hình thái bãi trước phức tạp, thì độ dốc lại đóng vai trò quan trọng hơn nhiều trong việc tham số hoá độ cao sóng leo. Bởi vậy, nhóm tác giả phân tích các công thức sóng leo khác nhau ứng với điều kiện hình thái bãi biển. Với điều kiện tiêu tán năng lượng ($\xi_0 < 0.3$), PT (4) được sử dụng, còn với điều kiện trung gian ($0.3 < \xi_0 < 1.25$) nên sử dụng PT (5). PT (6) được dùng cho trạng thái

($\xi_o > 1.25$):

phản xạ ($\xi_o > 1.25$):

$$R_{2\%} = 0.043(H_0L_0)^{1/2} \quad (4)$$

$$R_{2\%} = 1.1 \left(0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta_f^2 + 0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad (5)$$

$$R_{2\%} = 0.73\beta_f(H_0L_0)^{1/2} \quad (6)$$

where $R_{2\%}$ corresponds to the height reached by 2% of the highest runups, β_f is the slope calculated by the whole length of the upper part of the beach, and H_0 and L_0 are deepwater wave height and wavelength, respectively.

In a recent study, a methodological approach for calculating runup from the analysis of morphodynamic conditions on macrotidal sandy beach in Vougot (Brittany, France) was published [33]. The goal of this work was to improve simple parameterization for a maximum runup elevation based on the earlier empirical formula produced by Battjes [1]. The method was based on field measurements of wrack lines related to the highest high-tide swash runup elevation and the analysis of morphological and hydrodynamic conditions. This allowed us to calibrate runup formula effectiveness on a macrotidal sandy beach and to determine the best slope parameters to estimate runup in this coastal environment that has a tidal range of about 7 m. The results suggest that on the macrotidal sandy beach, the slope of the active section of the upper beach should be used to obtain the most relevant estimation of observed runup elevations (Figure 1). The work presented in this paper extends the analysis of runup on the same study site (Vougot beach in north western Brittany) in order to estimate extreme water levels. Based on the Sallenger [18] and/or Ruggiero [19] models, the aim is to evaluate the frequency with which these extreme water levels have reached the toe of the dunes, providing an evaluation of the susceptibility to potential erosion. First, a new parametrization of the runup equation was accomplished following the same methodological approach as Cariolet and Suanez [33]. This analysis was based on a new data set obtained between June 2012 and June 2013 and includes the one used in the previous study [33]. Secondly, calibration of a general empirical formula based on tide and offshore wave measurements was achieved in order to predict extreme water levels over the last decade (2004–2014). Thirdly, the relationship between the elevation of extreme water levels and relevant beach morphology (in this case the toe of the dune) was analyzed from 2004 onwards, this being the period during which the survey of dune morphological changes started. The aim was to identify and explain the dune system's phases of erosion and recovery related to long term meteo-oceanic condition variations. Emphasis was put on storms events causing erosion and retreat of dune fronts.

trong đó $R_{2\%}$ tương ứng với chiều cao đạt bởi 2% trong số các sóng leo lớn nhất, β_f là độ dốc tính từ toàn bộ chiều dài phần mặt bãi phía trên, còn H_0 và L_0 lần lượt là chiều cao và chiều dài sóng nước sâu.

Trong một nghiên cứu gần đây, cách tiếp cận có hệ thống nhằm tính độ cao sóng leo từ kết quả phân tích điều kiện thủy động lực hình thái trên bãi biển cát với triều mạnh ở (Brittany, Pháp) đã được công bố [33]. Bài báo đó nhằm cải tiến cách tham số hoá đơn giản cho độ cao sóng leo cực đại dựa trên công thức kinh nghiệm trước đây của Battjes [1]. Phương pháp được dựa trên kết quả đo đạc hiện trường các vệt rác ứng với độ cao sóng tràn cực đại lúc thủy triều lên cùng những phân tích các điều kiện thủy động lực và hình thái. Bằng cách này ta có thể hiệu chỉnh mức độ hiệu quả của công thức sóng leo đối với bãi biển cát triều mạnh và để xác định tham số độ dốc tốt nhất giúp tính toán sóng leo trong môi trường bờ biển này với độ lớn triều cỡ 7 m. Kết quả gợi ý rằng trên bãi biển cát triều mạnh, độ dốc của phần hoạt động thuộc mặt bãi trên nên được dùng để tính ra độ cao sóng leo quan sát phù hợp nhất (Hình 1). Bài báo này phát triển thêm việc phân tích sóng leo trên cùng khu vực nghiên cứu (bãi biển Vougot thuộc đông bắc Brittany) để tính các mực nước cực hạn. Dựa theo các mô hình của Sallenger [18] và/hoặc Ruggiero [19], mục tiêu là tính được tần số mà những mực nước cực hạn này đạt đến chân cồn cát, từ đó cho ta đánh giá sự tổn thương do xói lở tiềm năng. Trước hết, một cách tham số hoá mới cho phương trình sóng leo được lập nên từ cách tiếp cận với phương pháp luận tương tự Cariolet và Suanez [33]. Phân tích này được dựa trên một bộ số liệu mới thu được từ 6-2012 đến 6-2013 và bộ số liệu đã dùng trong nghiên cứu trước [33]. Thứ hai, đã thực hiện hiệu chỉnh một công thức kinh nghiệm tổng quát dựa trên kết quả đo đạc triều và sóng ngoài khơi nhằm dự đoán các mực nước cực trị xảy ra trong thập niên qua (2004–2014). Thứ ba, mối liên hệ giữa mực nước cực hạn và hình thái bờ biển (ở đây là chân cồn cát) đã được phân tích cho thời gian từ 2004 trở đi, là thời khoảng mà khảo sát biến đổi hình thái cồn cát bắt đầu. Mục đích là nhằm nhận diện và giải thích các pha xói lở và hồi phục của hệ thống cồn cát có liên quan đến những biến đổi dài hạn của điều kiện khí tượng–hải dương; trong đó nhấn mạnh các trận bão gây xói và thoái lui mặt trước cồn cát.

2 Geomorphological and Hydrodynamic Setting

Điều kiện thủy động lực và địa mạo

The study area is the Vougot beach located on the North coast of Finistère in Brittany (France) (Figure 2). The gen-

Vùng nghiên cứu là bãi biển Vougot thuộc bờ bắc Finistère tỉnh Brittany (Pháp) (Hình 2). Điều kiện địa mạo

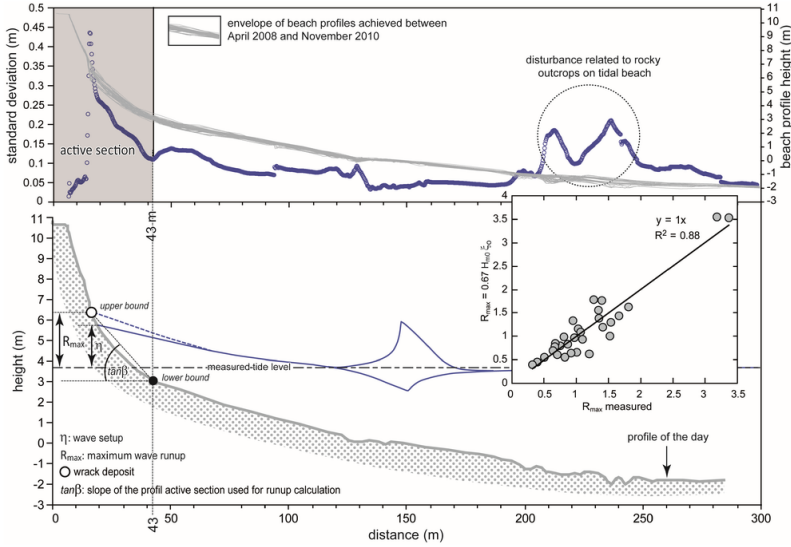
eral morphological setting comprises large rocky outcrops representing the submerged part of the Léon plateau. Contact between the coastal platform and the continental part of the plateau consists of a partly tectonic scarp 30 to 50 m high. In the Vougot beach area, the scarp is disconnected from the sea by the existence of a dune which was formed during the Holocene [34]. This dune, anchored on the Zorn abandoned cliff, stretches over about 2 km in a southwest to northeast direction (Figure 2b). It culminates at an altitude of 13 m (NGF) (i.e., above sea level—asl); the altimetric reference NGF refers to French datum. In our case this reference is situated 3.5 m above the lowest astronomical tide level (LAT). It represents a massive dune complex 250 to 400 m wide. Over the last decades, the dune of Vougot beach has experienced erosion. A historical shoreline change analysis based on a series of aerial photographs and field measurements from 1952 to 2014 shows that the retreat of the dune principally affected the eastern part of Vougot beach. Erosion was caused by the construction of the Enez Croas Hent jetty in 1974 (Figure 2b), which completely modified the hydrodynamics and interrupted the westward sand drift, inducing an increase in sediment loss for the Vougot beach/dune system [35]. Calculation of erosion rates over the 1978–2000 period (following the building of the jetty in 1974) showed that the maximum retreat of the dune reached -0.6 m/year; and this rate has increased from -0.6 m/year to -1.5 m/year over the last decade (from 2000 to 2009) due to the impact of a major storm on 10 March 2008 [35,36]. However, from spring 2008 to summer 2013, almost five years of dune recovery occurred. It was characterized by dune progradation reaching $+12$ m on the zones with the most accretion [37]. Finally, during the winter of 2013–2014, a cluster of about 12 storm events hit the coast of Brittany with an exceptional frequency [38]. Dune erosion of Vougot beach during this period (between December 2013 and March 2014) reached almost -15 m on the most retreated part. Therefore, the maximum retreat of the dune between 2008 and 2014 was about -0.7 m/year.

Offshore incident waves obtained over the period 1979–2002 show that they come mostly from the west–northwest direction (242°) (Fig. 2a). The most frequent wave height (H_{m0}) is between 1.5 and 3 m with an average height reaching 2.2 m, and the most frequent period (T_{pic}) is between 9 and 11 s, with an average period of 10.6 s. The maximum wave height and period related to storm events reached respectively 14 m and 20 s. Because of a tidal range reaching about 7 m between MHWS and MLWS, the Vougot beach is characterized as a macrotidal environment. The beach profile of the section studied is characterized by different morphodynamic environments according to the composite slope and concave beach (Fig. 3). The lower part of the tidal beach, between MHWN and MLWN, is mainly associated with low Iribarren parameter values of ≤ 0.3 and a very gentle slope, $\tan \beta$, reaching 0.034 to 0.014. These morphodynamic conditions correspond to a dissipative environment. In contrast, the upper beach, between MHWN and HAT, is characterized by intermediate conditions with Iribarren values > 0.72 and beach slope $\tan \beta$ reaching 0.18 between HAT level and

nói chung là những dải đá lớn nhô ra, thể hiện phần chìm của bình địa Léon. Đoạn nối giữa mặt bờ biển và phần lục địa của bình địa ngày bao gồm một dốc kiến tạo cao từ 30 đến 50 m. Ở vùng bờ biển Vougot, dốc này bị ngăn cách biển bởi một cồn cát hình thành trong kì Holocene [34]. Cồn cát này, được gắn với vách đá bờ hoang Zorn, đã kéo dài khoảng 2 km theo hướng từ tây nam đến đông bắc (Hình 2b). Nó đạt đỉnh ở độ cao 13 m (NGF) (trên mực nước biển—asl); hệ quy chiếu cao độ NGF quy về mốc của Pháp. Trong nghiên cứu này, hệ quy chiếu đặt ở 3.5 m trên mực nước triều thiên văn thấp nhất (LAT). Nó biểu thị cho một tổ hợp cồn cát lớn, rộng từ 250 đến 400 m. Trong thập kỉ qua, cồn cát bãi biển Vougot đã chứng kiến xói lở. Nghiên cứu phân tích biến động đường bờ lịch sử dựa trên một loạt ảnh hàng không và đo đạc thực địa từ 1952 đến 2014 cho thấy sự thoái lui cồn cát chủ yếu ảnh hưởng đến phần phía đông của bãi Vougot. Sự xói lở gây bởi thi công jetty Enez Croas Hent vào năm 1974 (Hình 2b), việc này làm biến đổi hoàn toàn chế độ thủy động lực và gián đoạn dòng cát trôi về phía tây, làm tăng sự thất thoát trầm tích của hệ thống bãi/cồn cát Vougot [35]. Tính toán tốc độ xói thời đoạn 1978–2000 (tiếp sau khi xây dựng jetty vào năm 1974) đã cho thấy cồn cát thoái lui nhanh nhất lên đến -0.6 m/năm; và tốc độ này còn tăng từ -0.6 m/năm lên -1.5 m/năm trong thập kỉ qua (từ 2000 đến 2009) do ảnh hưởng của một trận bão lớn ngày 10-3-2008 [35,36]. Tuy nhiên, từ mùa xuân 2008 đến hè 2013, có gần 5 năm cồn cát hồi phục. Điều này được đăng trưng bởi tốc độ lấn bờ cồn cát lên đến $+12$ m ở những nơi được bồi nhiều nhất [37]. Sau cùng, trong mùa đông 2013–2014, một nhóm gồm khoảng 12 trận bão đổ bộ vào bờ biển Brittany với xác suất ngoại lệ [38]. Sự xói lở bãi biển Vougot trong thời kì này (từ tháng 12-2013 đến 3-2014) đã đạt gần -15 m ở phần xói nhanh nhất. Như vậy, tốc độ thoái lui cực đại của cồn cát trong giai đoạn 2008–2014 là khoảng -0.7 m/năm.

Các sóng tới ngoài khơi thu được trong thời đoạn 1979–2002 cho thấy rằng đa số chúng đến từ hướng tây–tây bắc (242°) (Hình 2a). Chiều cao sóng thường gặp nhất (H_{m0}) là từ 1.5 đến 3 m với chiều cao sóng trung bình đạt 2.2 m, và chu kì thường gặp nhất (T_{pic}) là từ 9 đến 11 s, với chu kì trung bình 10.6 s. Chiều cao và chu kì sóng cực đại gắn với các trận bão lần lượt đạt 14 m và 20 s. Vì độ lớn triều đạt tới 7 m giữa MHWS và MLWS nên bãi biển Vougot được xếp vào loại môi trường triều mạnh. Mặt cắt ngang bãi biển nghiên cứu được đặc trưng bởi các môi trường thủy động lực hình thái khác nhau dựa theo độ dốc tổng hợp và bãi biển lõm (Hình 3). Phần thấp hơn của bãi triều, giữa MHWN và MLWN, chủ yếu là ứng với giá trị tham số Iribarren thấp ≤ 0.3 và bãi dốc thoải, $\tan \beta$, đạt từ 0.034 đến 0.014. Các điều kiện thủy động hình thái này ứng với môi trường tiêu tán năng lượng. Trái lại, phần trên của bãi biển, giữa MHWN và HAT, được đặc trưng bởi các điều kiện trung gian với số Iribarren > 0.72 và độ dốc bãi $\tan \beta$ đạt 0.18 giữa mực nước HAT và chân cồn cát. Do vậy, tùy theo mực nước triều, sóng vỡ lúc triều cao ở những môi trường thủy động hình thái khác nhau.

Hình 1: | Figure 1. Method used by Cariolet and Suanez [33] to calculate beach slope for the runup calculation. The lower bound corresponds to the limit of the profile section where changes of elevation are the most significant. This section concerns the upper part of the profile, and it is called “active section”. This limit of 43 m has been defined by calculating the standard deviation of height changes of the beach profiles (gray lines) measured between April 2008 and November 2010 (see Table 1). The upper bound corresponds to field measurements of the swash height given by the water mark limit or wrack line deposit. • Phương pháp dùng bởi Cariolet and Suanez [33] để tính độ dốc bãi cho tính toán sóng leo. Cận dưới tương ứng với giới hạn mặt cắt tại đó thay đổi cao trình rõ rệt nhất. Đoạn này xét đến phần trên của mặt cắt ngang, được gọi là “phần hoạt động”. Giới hạn 43 m này được định nghĩa bằng việc tính toán độ lệch chuẩn mức thay đổi chiều cao của các mặt cắt ngang (đường màu xám) đo được giữa tháng 4-2008 và 11-2010 (xem Bảng 1). Cận trên ứng với các kết quả đo đặc chiều cao sóng tràn ở thực địa cho bởi vết nước hay rác đọng lại.



the foot of the dune. Therefore, depending on the tide's water level, waves break at high tide on different morphodynamic environments. Under neap tide conditions, wave-breaking processes are related to rather dissipative conditions, while under spring tides, intermediate to moderately reflective conditions (Iribarren parameters up to 1.6) prevail. This environmental context is important because the behavior of runup under dissipative conditions is different than during reflective and intermediate conditions [21,39].

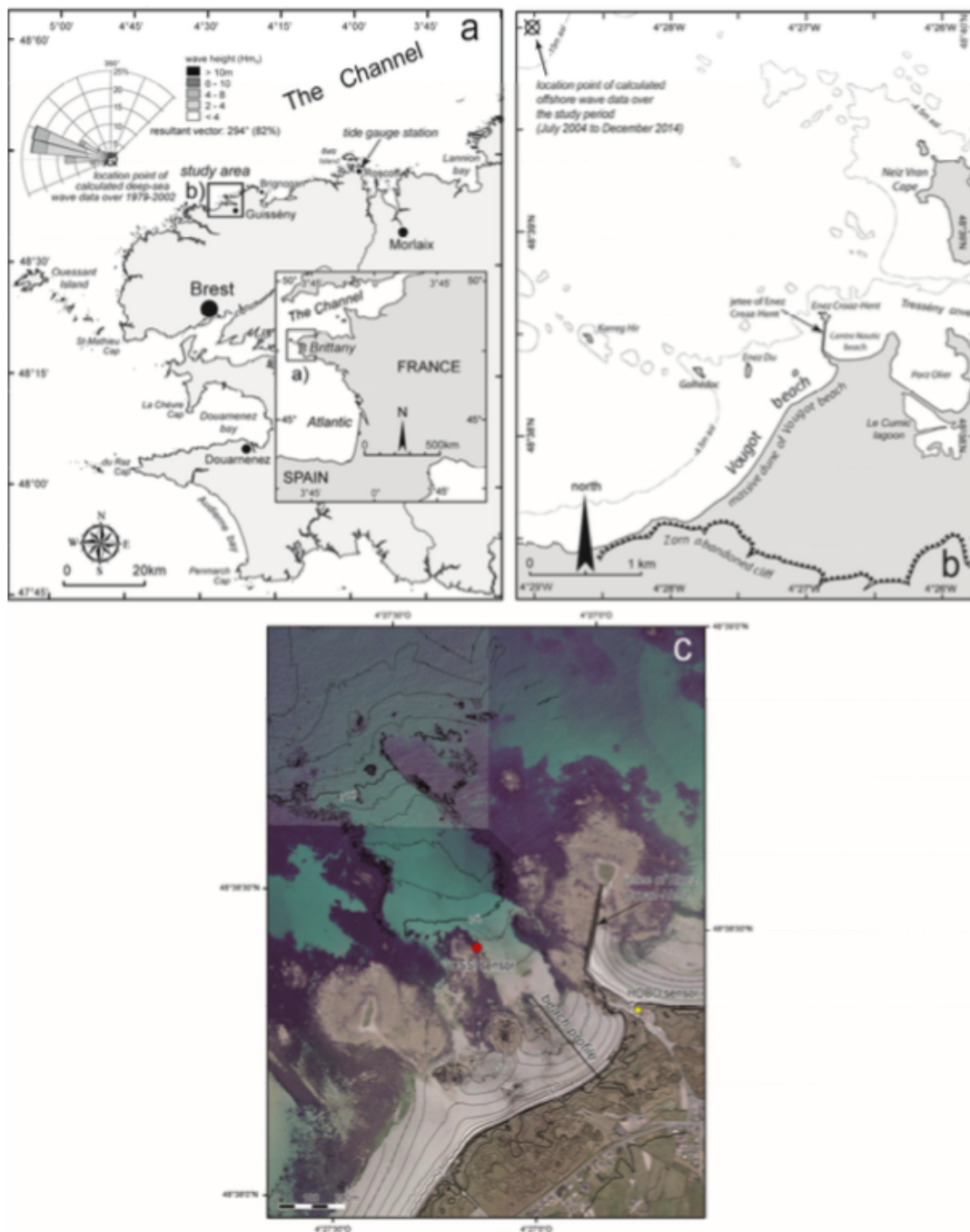
Dưới điều kiện triều kém, các quá trình sóng vỡ được liên hệ với các điều kiện tương đối tiêu tán, trong khi ở triều cường, các điều kiện từ trung gian đến tương đối phản xạ (tham số Iribarren lên tới 1.6) lại phổ biến. Điều kiện môi trường này là quan trọng vì ứng xử của sóng leo dưới điều kiện tiêu tán sẽ khác trong các điều kiện phản xạ và trung gian [21,39].

3 Methods | Phương pháp

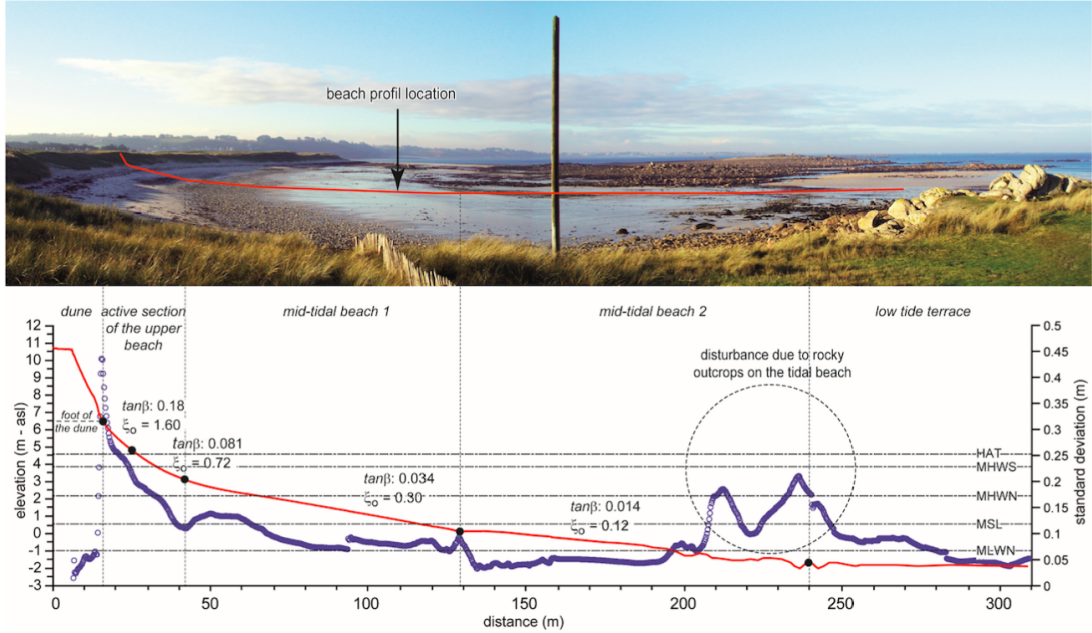
3.1 Monitoring of Dune Morphological Changes Quan trắc thay đổi địa mạo cồn cát

The monthly monitoring of dune morphological changes started in July 2004. It consisted of beach/dune profile measurements carried out along the cross-shore transect presented in Figure 2c, using a Trimble 5700/5800 Differential GPS. Data points described by three coordinate values (x, y, z) were collected in Real Time Kinematic (RTK) mode. Measurements were calibrated using the geodesic marker from the French datum and the geodesic network provided by the IGN located about 2 km from the study area. Several control points set up in the field were used to assess the accuracy of the survey reaching $\pm 4-5$ cm (X and Y) and $\pm 1-2$ cm (Z). These values were used to calculate the margin of error associated with the dune sediment budget.

Quan trắc hằng thái biến đổi địa mạo cồn cát bắt đầu từ tháng 7-2004. Công việc bao gồm đo đặc mặt cắt ngang bãi/cồn cát dọc theo tuyến ngang trên Hình 2c, bằng máy định vị vi sai GPS hiệu Trimble 5700/5800. Các điểm dữ liệu dưới dạng cặp ba tọa độ (x, y, z) thu được theo chế độ động học thời gian thực (RTK). Các số liệu đo này được hiệu chỉnh bằng mốc thủy chuẩn của hệ cao độ Pháp và mạng lưới thủy chuẩn cung cấp bởi IGN cách vùng nghiên cứu khoảng 2 km. Vài điểm khống chế lập nên ngoài thực địa được dùng để đánh giá độ chính xác của đo đạc, vốn đạt tới $\pm 4-5$ cm (X và Y) và $\pm 1-2$ cm (Z). Các giá trị này được dùng để tính phạm vi sai số gắn với quỹ bùn cát của cồn cát.



Hình 2: | Figure 2. Location map. Regional setting and Roscoff tidal gauge station (a); local setting and location point where offshore wave data (H_{m0} and $T_{m0,-1}$) were calculated using (WW3) modeling (b); and aerial photography of Vougot beach showing the beach/dune profile location and both wave/water level and atmospheric pressure sensors (c). • Bản đồ vùng nghiên cứu. Điều kiện tự nhiên và trạm đo triều Roscoff (a); vị trí đo sóng ngoài khơi cùng số liệu sóng (H_{m0} và $T_{m0,-1}$) tính bằng mô hình hoá (WW3) (b); kèm theo ảnh hàng không chụp bãi biển Vougot thể hiện vị trí mặt cắt bãi/cồn cát và cả hai đầu đo sóng/mức nước & áp suất khí quyển (c).

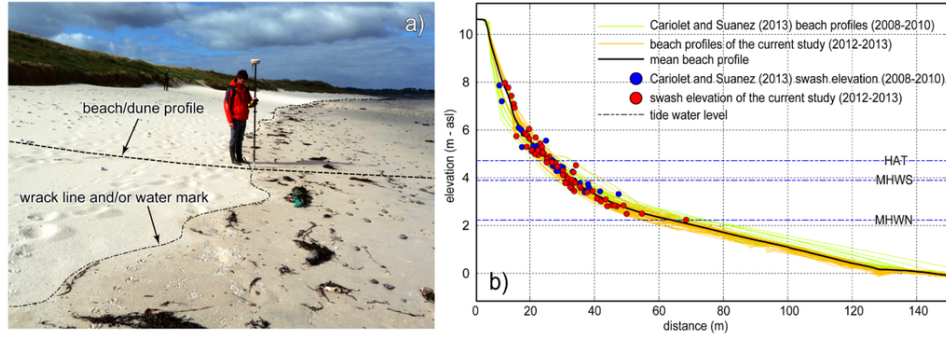


Hình 3: | Figure 3. (Red line): Mean cross-shore profile of the surveyed Vougot beach section. (Blue spot): The standard deviation of profile elevation change rates (see Figure 1). Morphodynamic conditions (dissipative to reflective conditions) have been analyzed along the concave beach profile using Iribarren value. • (Đường đỏ): Mặt cắt ngang trung bình của đoạn bãi biển Vougot được khảo sát. (Điểm xanh): Độ lệch chuẩn của tốc độ biến đổi cao trình mặt cắt (xem Hình 1). Các điều kiện động lực hình thái (từ tiêu tán đến phản xạ) đã được phân tích dọc theo mặt cắt bãi biển cong lõm dùng số Iribarren.

3.2 Survey of Beach Profile and Maximum Swash Elevation (Runup) R_{max} Khảo sát mặt cắt ngang bãi và độ cao nước tràn lớn nhất (sóng leo) R_{max}

Between July 2012 and June 2013, 59 measurements of beach profile and maximum swash elevation were carried out using the same method as the one followed in the previous study by Cariolet and Suanes [33]. Maximum swash elevation was determined by the wrack deposit and/or the limit of the water mark identified by a tonal change from dark wet foreshore sand to light dry sand on the upper beach (Fig. 4a). We assume that this limit corresponded to the highest level reached by the runup during the previous high tide. Therefore, it corresponds to R_{max} (maximum runup) instead of the generally used random variable $R_{2\%}$ that corresponds to vertical runup distance exceeded by two percent of wave runups. In addition to the swash elevation measurement, the beach/dune profile was also measured in order to recover the morphological parameters needed to analyze runup processes. These measurements were acquired along the same transect and according to the same DGPS method as described previously. This data set was added to the 31 surveys conducted as part of the study of Cariolet and Suanes [33]. In total, a set of 90 morphological and runup measurements was used in this study (Fig. 4b and Table 1).

Từ tháng 7-2012 đến 6-2013, 59 đợt đo đạc mặt cắt bãi và mực nước tràn cao nhất đã được thực hiện bằng phương pháp giống như ở nghiên cứu trước đó bởi Cariolet và Suanes [33]. Mực nước tràn cao nhất được xác định bằng vết rác và/hoặc giới hạn vết nước phát hiện bằng sự đổi màu sắc từ cát ướt sẫm màu ở mặt trước bãi đến cát khô sáng màu ở phần cao bãi biển (Hình 4a). Chúng tôi coi rằng giới hạn này tương ứng với mực nước cao nhất đạt được bởi sóng leo trong kì triều lên trước đó. Do vậy, nó ứng với R_{max} (sóng leo cực đại) thay vì biến ngẫu nhiên thường dùng $R_{2\%}$ ứng với chiều cao sóng leo vượt bởi 2 phần trăm trong số các sóng leo. Ngoài việc đo đạc triều cao sóng tràn bãi, mặt cắt bãi/cồn cát cũng được đo nhằm khôi phục các thông số hình thái cần để phân tích quá trình sóng leo. Những đo đạc này được thu được trên cùng mặt cắt và dựa theo cùng phương pháp DGPS như đã mô tả trước đây. Bộ số liệu này được bổ sung vào 31 đợt khảo sát tiến hành như một phần của nghiên cứu bởi Cariolet và Suanes [33]. Tổng cộng có 90 số liệu đo đạc hình thái và sóng leo được dùng đến trong nghiên cứu này (Hình 4b và Bảng 1).



Hình 4: | Figure 4. The limit between dry and wet sand (water mark) at the level of high tide deposit (wrack line) shows the level reached by the swash processes (a); DGPS measurement of beach/dune profiles and the maximum runup elevation reached during the previous high tide (b). • Giới hạn giữa cát khô và ướt (vết nước) ở mực triều cao (vết rác) cho thấy cao trình đạt được bởi sóng tràn bãi (a); Đo đạc bằng DGPS cho mặt cát bãi/cồn cát và cao trình sóng leo cực đại đạt được trong kì triều cao trước đó (b).

Bảng 1: | Table 1. Overview of environmental conditions and dimensional swash parameters where H_{m0} (m), $T_{m0,-1}$ (s), and L_0 (m) correspond to WW3 offshore wave, R_{max} (m) is runup field measurements, and HTWL (m) is high tide water level. • Tổng quan các điều kiện môi trường và tham số sóng tràn có thứ nguyên, trong đó H_{m0} (m), $T_{m0,-1}$ (s), và L_0 (m) ứng với sóng WW3 ngoài khơi, R_{max} (m) là chiều cao sóng leo đo ngoài hiện trường, còn HTWL (m) là mực nước triều cao.

Date Ngày	H_{m0} (m)	$T_{m0,-1}$ (s)	L_0 (m)	Slope ($\tan\beta$) Độ dốc	ξ_0	R_{max} (m)	HTWL (m)
08-04-2008	0.6	8.1	101	0.118	1.502	0.95	4.36
29-08-2008	1.0	8.3	107	0.061	0.623	0.30	3.10
29-09-2008	0.8	7.5	88	0.093	1.004	0.74	3.80
12-01-2009	3.6	12.9	261	0.096	0.825	3.24	4.01
13-02-2009	1.8	11.0	188	0.107	1.111	1.46	4.14
29-04-2009	1.7	8.7	119	0.071	0.591	0.93	3.37
17-12-2009	0.8	10.0	156	0.080	1.100	0.75	3.56
22-12-2009	1.0	8.0	101	0.067	0.680	0.67	3.22
23-12-2009	1.0	7.9	98	0.056	0.559	0.64	2.97
30-12-2009	1.6	10.5	171	0.073	0.749	1.11	3.40
04-01-2010	1.6	8.3	107	0.110	0.906	1.06	4.19
07-01-2010	2.3	6.6	69	0.058	0.319	0.69	3.09
13-01-2010	2.8	11.6	210	0.054	0.462	1.36	3.03
14-01-2010	2.6	11.8	217	0.069	0.635	1.43	3.36
16-01-2010	2.3	11.9	223	0.091	0.903	1.52	3.83
21-01-2010	2.8	12.9	261	0.054	0.525	1.40	3.04
28-01-2010	2.0	7.5	88	0.049	0.324	0.89	2.86
01-02-2010	1.5	6.6	68	0.123	0.837	1.57	4.53
03-02-2010	1.8	7.6	90	0.111	0.781	1.63	4.23
05-02-2010	2.9	11.5	207	0.068	0.570	1.14	3.35
05-02-2010	4.5	13.5	285	0.049	0.393	1.75	2.95
06-02-2010	4.1	12.0	226	0.039	0.293	1.02	2.41
26-02-2010	2.1	6.0	56	0.065	0.336	1.01	3.24
28-02-2010	1.5	5.6	50	0.124	0.710	1.50	4.56
03-03-2010	1.1	5.7	50	0.127	0.846	1.26	4.62
29-03-2010	1.2	7.6	89	0.113	0.965	1.08	4.28
31-03-2010	4.5	9.2	132	0.114	0.616	3.47	4.52
10-06-2010	1.3	6.2	61	0.051	0.347	0.47	2.87
13-07-2010	1.1	8.6	116	0.097	0.991	0.64	3.89
12-10-2010	1.8	6.3	62	0.082	0.482	0.63	3.61
08-11-2010	2.6	7.3	82	0.115	0.648	1.67	4.39

05-07-2012	1.7	9.2	132	0.097	0.847	1.50	3.95
02-10-2012	2.6	10.7	180	0.086	0.712	1.97	3.73
17-10-2012	3.6	12.5	246	0.123	1.018	3.36	4.63
02-11-2012	2.8	8.9	123	0.080	0.531	1.58	3.60
06-11-2012	1.5	6.8	72	0.033	0.225	0.57	2.24
12-11-2012	1.9	9.7	146	0.078	0.686	1.73	3.52
19-11-2012	1.6	9.3	134	0.076	0.697	1.44	3.46
23-11-2012	3.3	11.5	205	0.039	0.306	1.00	2.45
26-11-2012	2.4	8.5	112	0.065	0.440	1.06	3.25
30-11-2012	1.0	9.6	144	0.077	0.903	0.10	3.49
03-12-2012	3.0	10.4	170	0.058	0.434	1.51	3.13
06-12-2012	1.7	10.0	157	0.036	0.337	1.27	2.39
11-12-2012	1.1	7.6	89	0.063	0.575	0.68	3.15
13-12-2012	0.8	10.8	183	0.107	1.584	1.21	4.13
14-12-2012	1.8	11.3	198	0.125	1.304	2.48	4.64
17-12-2012	4.8	12.2	233	0.097	0.678	3.38	4.14
07-01-2013	1.8	10.8	181	0.034	0.337	0.58	2.25
08-01-2013	1.8	10.8	184	0.038	0.384	0.55	2.50
09-01-2013	1.8	12.1	227	0.053	0.596	0.47	2.92
16-01-2013	1.1	6.7	71	0.098	0.774	1.05	3.91
23-01-2013	4.0	13.1	266	0.038	0.312	1.54	2.33
24-01-2013	2.4	10.9	187	0.041	0.362	1.07	2.63
25-01-2013	2.1	11.2	195	0.053	0.502	0.85	2.95
27-01-2013	3.1	10.1	160	0.089	0.635	2.11	3.81
28-01-2013	5.1	13.9	301	0.074	0.567	3.25	3.68
29-01-2013	5.0	14.3	318	0.089	0.708	3.91	3.98
04-02-2013	2.7	9.4	139	0.038	0.270	1.01	2.43
05-02-2013	5.7	11.9	220	0.039	0.241	1.35	2.20
06-02-2013	6.1	12.4	242	0.040	0.251	1.50	2.29
07-02-2013	3.3	9.3	136	0.040	0.259	1.09	2.53
14-02-2013	3.1	10.2	163	0.094	0.678	1.83	3.93
19-02-2013	1.8	12.5	242	0.031	0.361	0.65	1.60
21-02-2013	1.5	7.4	87	0.032	0.240	0.99	1.87
22-02-2013	1.9	8.5	112	0.034	0.266	0.54	2.30
04-03-2013	0.9	5.6	49	0.057	0.422	0.12	2.99
05-03-2013	0.5	4.8	36	0.042	0.359	0.22	2.63
10-03-2013	1.5	12.7	250	0.095	1.211	1.43	3.89
14-03-2013	1.2	5.5	48	0.104	0.656	0.98	4.04
28-03-2013	0.9	7.2	82	0.109	1.038	0.98	4.17
29-03-2013	0.9	6.8	73	0.116	1.058	0.86	4.32
08-04-2013	1.9	11.1	191	0.081	0.814	1.24	3.57
09-04-2013	2.0	8.4	111	0.099	0.734	1.19	3.98
07-05-2013	1.7	12.4	241	0.062	0.747	0.95	3.15
09-05-2013	2.4	9.0	126	0.076	0.546	1.51	3.50
23-05-2013	1.5	6.8	73	0.063	0.438	0.84	3.17
23-05-2013	2.2	6.4	65	0.072	0.396	1.09	3.40
24-05-2013	1.8	6.2	60	0.077	0.440	1.17	3.49
25-05-2013	2.1	6.3	63	0.086	0.466	1.32	3.71
27-05-2013	0.6	7.6	91	0.104	1.246	1.04	4.04
12-06-2013	1.6	8.2	106	0.060	0.499	1.02	3.10
13-06-2013	2.8	9.3	135	0.049	0.344	0.99	2.92
14-06-2013	1.4	8.6	114	0.045	0.405	1.08	2.73
18-06-2013	0.9	9.1	128	0.034	0.408	0.10	2.39
19-06-2013	1.9	7.8	94	0.035	0.249	0.14	2.36
20-06-2013	1.9	7.9	97	0.043	0.305	0.45	2.69
21-06-2013	1.6	9.4	138	0.057	0.530	0.91	3.02
23-06-2013	3.8	9.9	154	0.091	0.578	1.89	3.91
24-06-2013	2.7	8.9	124	0.089	0.605	1.89	3.79
25-06-2013	1.1	7.8	95	0.096	0.911	0.78	3.89

3.3 Hydrodynamic Condition Measurements Đo đạc điều kiện thủy động lực

Wave analysis is based on two data sets acquired between June 2012 and June 2013. The first one corresponds to records taken on the intertidal zone using the OSSI-010-003C pressure sensor (accuracy ± 1.5 cm specification) (Ocean Sensor Systems, Inc (R), Coral Springs, FL, USA), which was deployed along the morphological profile mentioned above, at -2.5 m asl which corresponds about to the low water spring tide level (Fig. 2c). A recording frequency of 5 Hz was chosen to reproduce as accurately as possible the wave spectrum. The sensor was calibrated before and after each deployment by comparing the pressure measured at the low tide level (when the sensor is out of the water and thus measures atmospheric pressure) with the atmospheric pressure recorded in situ. The atmospheric pressure was measured using the HOBO U20 Water Level Logger sensor (Onset Computer Corporation (R), Bourne, MA, USA) which was positioned on the outside wall of the nautical center (Fig. 2c). The second set of wave data concerns simulations acquired from the WAVEWATCH III model (WW3), which reproduced the offshore wave conditions at the calculation point $4^{\circ}29'24''$ W, $48^{\circ}40'12''$ N at a water depth of 18.3 m [40,41].

Wave parameters such as wave height (H_{m0}) and period ($T_{m0,-1}$) were extracted from both data sets for the time periods corresponding to the high tide level (Fig. 5). Results showed that the monitoring period was marked by a high variability of hydrodynamic conditions. Between the end of Nov. 2012 and mid-Feb. 2013, ten episodes marked by high offshore waves (> 4 m) were recorded, including the storm of 6 February, which was characterized by significant heights of > 6 m. One can also note the two episodes of 14 May and 23 Jun., where the swells were often above 4 m. A validation of the offshore wave data set obtained using WW3 modeling was achieved by comparing these data to those measured in the tidal zone by a wave gauge sensor. The correlation shows a good relationship between both sets of data, especially for the wave height, with, however, less correlation regarding the periods (Fig. 5). Analysis of the tides is also based on records taken in the tidal zone using gauge sensor OSSI-010-003C (Fig. 2c). The observed water level was computed taking into account atmospheric pressure measured by the HOBO U20 Water Level Logger sensor (Onset Computer Corporation (R), Bourne, MA, USA) set up on the study site (Fig. 2c). It was then possible to calculate the pressure exerted by the water column and thus to calculate the height of the latter with the following expression:

$$H(\text{waterlevel}) = (P_{\text{sensor}} - P_{\text{atmosphere}}) / \rho g \quad (7)$$

where H is the height of the water column (in m), P_{sensor} is the pressure measured by the sensor (in Pa), $P_{\text{atmosphere}}$ is the atmospheric pressure (in Pa), ρ is the density of water ($= 1025$ kg/m³), and g is the acceleration of gravity ($= 9.81$ m/s²).

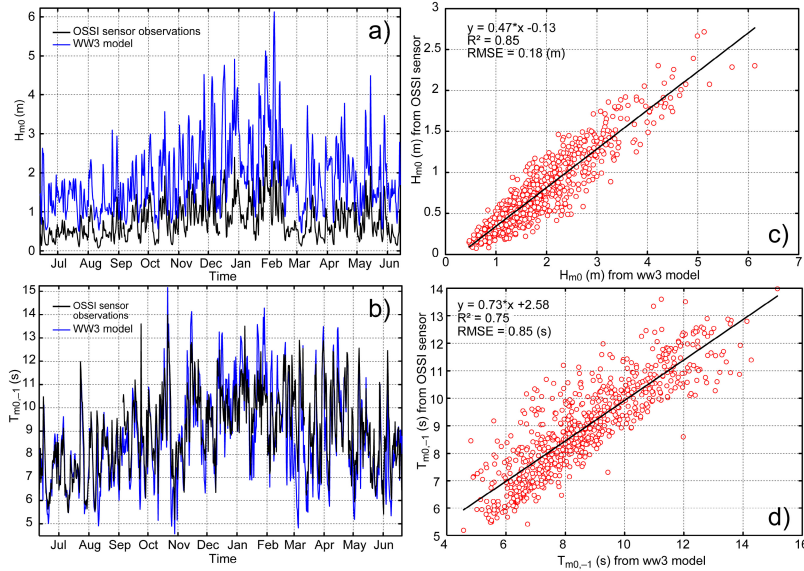
Water levels were smoothed to a moving average of 10 min to filter out deformations of the water surface related to wave action, and water levels corresponding to

Phân tích sóng được dựa trên hai bộ số liệu thu được từ tháng 6-2012 đến 6-2013. Bộ số liệu thứ nhất ứng với các bản ghi tại vùng liên triều sử dụng đầu đo áp suất OSSI-010-003C (thông số chính xác ± 1.5 cm) (Ocean Sensor Systems, Inc (R), Coral Springs, FL, Hoa Kỳ), vốn được triển khai dọc theo mặt cắt địa hình nêu trên, tại mức -2.5 m asl tương ứng với khoảng mực nước thấp triều cường (Hình 2c). Tần số đo đạc được chọn bằng 5 Hz để tái lập được phổ sóng càng chính xác ở mức càng tốt. Đầu đo này được hiệu chỉnh trước và sau mỗi đợt triển khai, bằng cách so sánh áp suất đo tại mực nước triều thấp (khi đầu đo lộ ra ngoài nước và khi đó đo áp suất khí quyển) với áp suất khí quyển ghi được tại cùng địa điểm. Áp suất khí quyển này được đo bằng đầu HOBO U20 Water Level Logger (Onset Computer Corporation (R), Bourne, MA, Hoa Kỳ) vốn được đặt ở ngoài tường nhà cửa trung tâm hải văn (Hình 2c). Bộ số liệu sóng thứ hai bao gồm kết quả mô phỏng nhận được từ mô hình WAVEWATCH III (WW3), vốn tái lập điều kiện sóng ngoài khơi ở điểm tính toán $4^{\circ}29'24''$ T, $48^{\circ}40'12''$ B nơi có độ sâu nước 18.3 m [40,41].

Các tham số sóng như chiều cao sóng (H_{m0}) và chu kỳ ($T_{m0,-1}$) đều được trích xuất từ cả hai bộ số liệu với các khoảng thời gian tương ứng với mực nước triều cao (Hình 5). Kết quả cho thấy thời đoạn giám sát được đánh dấu bởi mức độ thay đổi rất mạnh mẽ của các điều kiện thủy động lực. Từ cuối tháng 11-2012 đến giữa tháng 2-2013, có mười kì có dấu ấn sóng ngoài khơi cao (> 4 m) được ghi lại, trong đó có trận bão ngày 6-2, đặc trưng bởi chiều cao sóng ý nghĩa > 6 m. Cũng có thể nhận thấy hai thời kì ngày 14-5 và 23-6, khi các sóng lừng thường cao hơn 4 m. Kết quả kiểm định bộ số liệu sóng nhận được từ mô hình WW3 nhận được bằng cách so sánh các số liệu này với những số liệu đo được ở vùng triều bằng đầu đo sóng. Biểu đồ tương quan cho thấy sự liên hệ tốt giữa hai bộ số liệu, đặc biệt là về chiều cao sóng, tuy sự tương quan thì yếu hơn với chu kỳ (Hình 5). Việc phân tích thủy triều cũng được dựa trên các bản ghi thu được ở vùng triều bằng đầu đo OSSI-010-003C (Hình 2c). Mực nước quan trắc có xét đến áp suất khí quyển đo bằng đầu đo HOBO U20 Water Level Logger (Onset Computer Corporation (R), Bourne, MA, Hoa Kỳ) cài đặt tại vùng nghiên cứu (Hình 2c). Khi đó ta có thể tính được áp suất tác dụng lên cột nước và từ đó tính ra chiều cao cột nước bằng biểu thức sau:

trong đó H là chiều cao cột nước (tính theo m), P_{sensor} là áp suất đo bởi đầu đo (Pa), $P_{\text{atmosphere}}$ là áp suất khí quyển (Pa), ρ là mật độ nước ($= 1025$ kg/m³), còn g là gia tốc trọng lực ($= 9.81$ m/s²).

Số liệu mực nước được làm trơn với trung bình trượt 10 phút để lọc hết những biến hình mặt nước gây bởi tác động sóng, và mực nước ứng với cả hai nước cao trong ngày được trích ra. Một phép tính tương tự được thực



Hình 5: [Figure 5. Offshore (WW3) and shallow (OSSI) wave heights (a) and periods (b) obtained between July 2012 and June 2013. Correlations between offshore and shallow wave heights (c) and periods (d). • Các chiều cao sóng (a) cùng chu kỳ sóng (b) ở vùng nước sâu (WW3) và nước nông (OSSI) thu được từ tháng 7-2012 đến 6-2013. Các tương quan giữa sóng nước sâu và nước nông, xét về chiều cao (c) và chu kỳ sóng (d).

both daily high tides were extracted. A similar calculation was done using data recorded at a permanent tide gauge station near Roscoff located at about 30 km east of the study site (Fig. 2). Both the time series from Guissény and Roscoff were used to estimate the differences in high tide water level between the two sites (Fig. 6). As Fig. 6b shows, more than 500 high tide level records were used for the statistical analysis, showing a very good correlation between both the Roscoff and Guissény sites. The mean deviation is 18 cm, with variations between 25 cm for spring tides and 5 cm for neap tides (Fig. 6c).

Observed tide levels show that during the survey period some episodes characterized by high spring tide levels, with a tide coefficient close to 100 or higher, occurred (Table 2). When these events were combined with a storm, the measurement of runup elevation was considerably higher because of the storm surge effect. This is mainly the case for the following seven episodes: 17 Oct. and 17 Dec. of 2012, 29 Jan., 11 Feb., 11 Mar., 28 May, and 23 Jun. of 2013.

4 Results | Kết quả

4.1 Calibration of Battjes (1971) Runup Formula Hiệu chỉnh công thức sóng leo Battjes (1971)

Fit analysis between observed runup values and morphodynamic variables was achieved following the same methodological approach as the one used by Cariolet and Suanes [33]. Morphodynamic parameters such as $H_{m0}\xi_0$ have been used to characterize runup processes in as far as it was demonstrated that these variables were best correlated with runup when using the slope of the active section. A new correlation between observed runup and $H_{m0}\xi_0$ was calculated including the data set used by Cariolet and

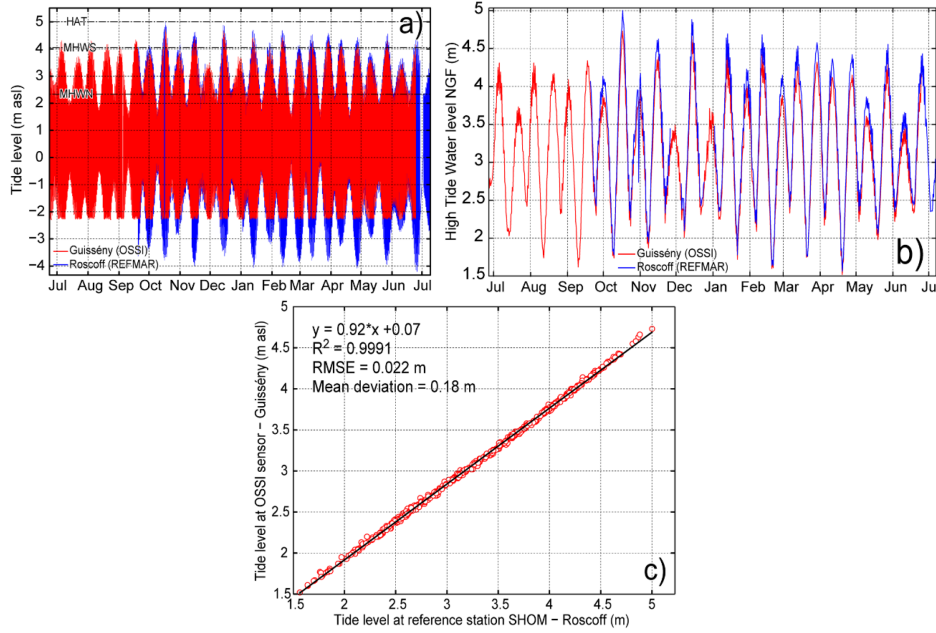
hiện bằng cách dùng số liệu thu được từ trạm đo triều gần Roscoff, cách vùng nghiên cứu khoảng 30 km về phía đông (Hình 2). Cả hai chuỗi thời gian từ Guissény và Roscoff đều được dùng để ước tính độ chênh lệch về mực nước triều cao giữa hai địa điểm (Hình 6). Như thấy trên Hình 6b, hơn 500 bản ghi mực triều cao được dùng để phân tích thống kê, cho thấy có sự tương quan tốt giữa cả hai địa điểm Roscoff và Guissény. Độ lệch trung bình bằng 18 cm, và biến thiên giữa 25 cm ở kì triều cường và 5 cm kì triều kém (Hình 6c).

Các mực nước triều thực đo cho thấy rằng trong suốt kì quan trắc, một vài giai đoạn đặc trưng bởi mực nước cao triều cường, với hệ số triều đạt gần 100 hoặc hơn, đã xảy ra (Bảng 2). Khi các sự kiện này kết hợp với bão, kết quả đo cao trình sóng leo đã cao hơn hẳn vì ảnh hưởng của nước dâng trong bão. Đây chính là nguyên nhân xảy ra ở 7 giai đoạn sau: 17–10–2012, 17–12–2012, và 29–1, 11–2, 11–3, 28–5, 23–6 đều trong năm 2013.

Việc khớp số liệu giữa các giá trị sóng leo thực đo và các biến số thủy động hình thái được thực hiện theo cách tiếp cận giống như đã dùng bởi Cariolet và Suanes [33]. Các tham số động lực hình thái như $H_{m0}\xi_0$ đã được dùng để đặc trưng cho quá trình sóng leo trong phạm vi cho thấy rằng những biến này tương quan tốt nhất với chiều cao sóng leo khi sử dụng độ dốc của đoạn mặt cắt hoạt động. Một tương quan mới giữa sóng leo thực đo và $H_{m0}\xi_0$ được tính toán bao gồm bộ số liệu dùng bởi Cariolet và Suanes

Bảng 2: | Table 2. Inventory of high spring tide events characterized by a tide coefficient ≥ 100 . In France, the magnitude of the tide from its average value is indicated by a coefficient expressed in hundredths, which lies between 20 and 120. A coefficient of 100 is associated with a maximum astronomical tidal range in Brest, calculated by the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). It is defined as follows: $C = (H - N_o)/U$, where, H : high tide water level, N_o : mean water level at Brest: 4.13 m, U : height unit specific to the locality at Brest: 3.05 m. Tidal coefficients higher than 70 correspond to spring tides, below 70 they correspond to neap tides. A tidal coefficient of 95 corresponds to mean spring tide level, 45 corresponds to mean neap tide level. • Liệt kê các đợt triều cường cao đặc trưng bởi hệ số triều ≥ 100 . Tại Pháp, độ lớn triều từ giá trị trung bình của nó được chỉ định bằng một hệ số biểu thị bằng số phần trăm, nằm trong khoảng từ 20 đến 120. Hệ số bằng 100 thì gắn với một độ lớn triều thiên văn cực đại ở Brest, tính bởi Cơ quan Thủy đặc biển của Pháp (SHOM). Hệ số này được xác định như sau: $C = (H - N_o)/U$, trong đó H : mực nước triều cao, N_o : mực nước trung bình tại Brest: 4.13 m, U : đơn vị chiều cao riêng cho địa phương Brest: 3.05 m. Các hệ số triều lớn hơn 70 thì ứng với triều cường, nhỏ hơn 70 ứng với triều kém. Một hệ số triều bằng 95 ứng với mực triều cường trung bình, bằng 45 ứng với mực triều kém trung bình.

Date and High Tide Time	Tide Coefficient	Predicted Tide Level (m)	Observed Tide Level (m)	Surge (m)
Ngày và giờ đỉnh triều	Hệ số triều	Mực nước triều dự tính	Mực nước triều thực đo	Nước dâng
17/09/2012–(17:25)	104	4.3	4.34	0.04
18/09/2012–(18:15)	106	4.29	4.27	-0.02
19/09/2012–(06:20)	103	4.13	4.07	-0.06
16/10/2012–(10:30)	107	4.27		
17/10/2012–(05:20)	109	4.36	4.73	0.37
18/10/2012–(06:05)	105	4.29	4.55	0.26
14/11/2012–(04:15)	104	4.26	4.22	-0.04
15/11/2012–(05:00)	107	4.40	4.35	-0.05
16/11/2012–(05:55)	104	4.36	4.39	0.03
14/12/2012–(04:50)	104	4.32	4.66	0.34
15/12/2012–(05:40)	104	4.38	4.58	0.20
12/01/2013–(04:30)	102	4.23	4.38	0.15
13/01/2013–(05:20)	106	4.39	4.42	0.03
14/01/2013–(06:11)	104	4.37	4.31	-0.04
11/02/2013–(05:11)	106	4.33	4.42	0.09
12/02/2013–(05:52)	106	4.35	4.32	-0.03
12/03/2013–(04:50)	102	4.14		
13/03/2013–(05:27)	103	4.16	4.26	0.1
28/03/2013–(17:20)	103	4.06	4.22	0.16
29/03/2013–(05:40)	105	4.16	4.32	0.16
26/04/2013–(16:55)	103	4.12	4.05	-0.07
27/04/2013–(17:35)	106	4.18	4.15	-0.03
26/05/2013–(17:20)	104	4.2	4.22	0.02
27/05/2013–(18:15)	104	4.16	4.31	0.15
24/06/2013–(17:15)	102	4.22	4.16	-0.06
25/06/2013–(18:00)	105	4.27		
26/06/2013–(18:49)	103	4.15		



Hình 6: | Figure 6. Comparison between tide level (a) and daily high tide water levels (b) recorded at Vougot beach, using the OSSI-010-003C sensor, and at the permanent Roscoff tide gauge station. (c) Correlation between high tide water levels recorded at Vougot beach and at the permanent Roscoff tide gauge station. • So sánh giữa mực nước triều (a) và mực nước triều cao hằng ngày (b) đo được tại bãi biển Vougot, bằng đầu đo OSSI-010-003C, và tại trạm thủy triều cố định Roscoff. (c) Tương quan giữa các mực nước triều cao đo tại bãi biển Vougot và trạm thủy triều cố định Roscoff.

Suarez [33] (Figure 7). The relation can be expressed as:

[33] (Hình 7). Hệ thức này có thể được biểu diễn dưới dạng:

$$R_{max} = 0.68H_m0\xi_0 \quad (8)$$

It gives the same result as the previous Cariolet and Suarez [33] study with a constant equal to 0.68 (95% confidence intervals [0.65; 0.71]).

Công thức cho ta cùng kết quả như nghiên cứu trước bởi Cariolet và Suarez [33] với hằng số bằng 0.68 (khoảng tin cậy 95% là [0.65; 0.71]).

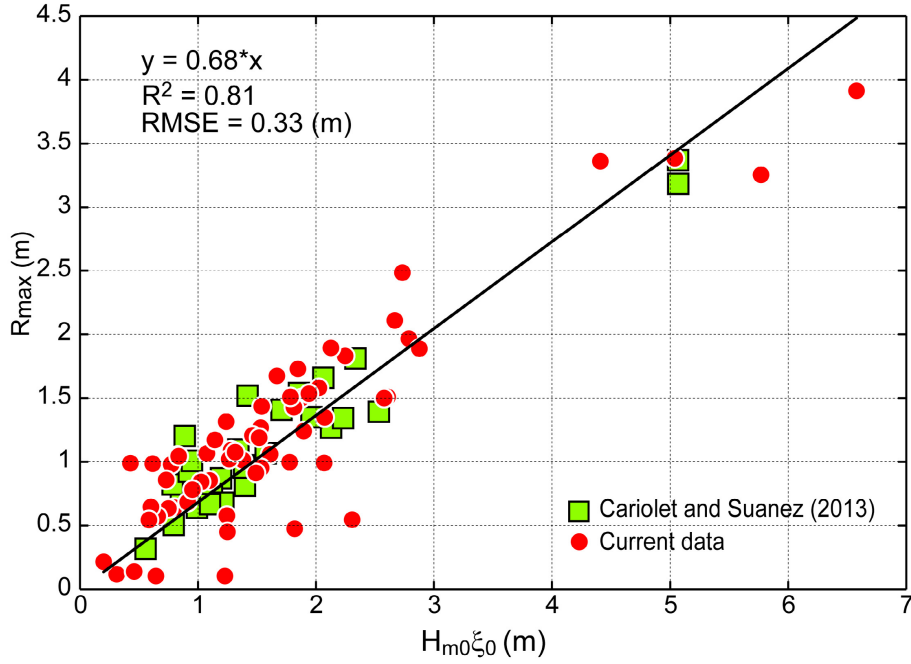
4.2 Elaboration of a General Empirical Equation Xây dựng một phương trình thực nghiệm tổng quát

This part of the work focused on the parameterization of a general empirical equation that is no longer dependent on morphodynamic parameters obtained from high-frequency field measurements such as (i) the daily beach profile and (ii) the position of swash elevation along this profile. The approach is therefore to quantify the runup using hydrodynamic parameters such as offshore wave and water level, which are continuously recorded by wave and tide gauge stations. Morphological parameters such as the beach slope, $\tan \beta$, are meanwhile deduced from the mean beach profile assuming that the measurement of a daily beach profile is no longer taken, as we said earlier. However, the mean beach profile must be calculated from a series of measurements already available. In this case, the mean beach profile was calculated using all profile measurements recorded between June 2012 and June 2013.

Considering the previous method exposed in Section 4.1, the main problem encountered when predicting wave runup on a beach with composite-slopes (or concave shape) is how to define the upper and lower bounds of the beach

Phần này tập trung vào việc tham số hoá một phương trình thực nghiệm tổng quát không còn phụ thuộc vào những tham số động lực hình thái nhận được từ những đo đạc thực địa tần số cao như (i) mặt cắt ngang bãi hằng ngày và (ii) vị trí cao độ sóng tràn trên mặt cắt ngang này. Do đó, cách tiếp cận là nhằm định lượng chiều cao sóng leo bằng các tham số thủy động lực như sóng ngoài khơi và mực nước, vốn được đo liên tục bởi các trạm sóng và triều. Những tham số địa mạo như độ dốc bãi biển, $\tan \beta$, thì đồng thời được suy ra từ mặt cắt ngang bãi biển trung bình, với giả thiết rằng việc đo đạc mặt cắt ngang bãi hằng ngày thì không được thực hiện, như đã đề cập ở trên. Tuy vậy, mặt cắt ngang bãi biển trung bình phải được tính từ một loạt các kết quả đo đạc sẵn có. Trong trường hợp này, mặt cắt bãi trung bình được tính bằng cách dùng tất cả kết quả đo mặt cắt thu được trong khoảng từ tháng 6-2012 đến 6-2013.

Xét phương pháp trước đã nêu ở mục 4.1, vấn đề chính gặp phải khi ước tính chiều cao sóng leo lên bãi với độ dốc phức hợp (hoặc hình dạng cong lõm) là cách ta định nghĩa



Hình 7: | Figure 7. Correlation between observed runup (R_{max}) and $H_{m0}\xi_0$. Equation $R_{max} = 0.68H_{m0}\xi_0$ is obtained; it was $R_{max} = 0.67H_{m0}\xi_0$ from Cariolet and Suanez [33] previous study. • Tương quan giữa chiều cao sóng leo thực đo (R_{max}) và $H_{m0}\xi_0$. Đã nhận được phương trình $R_{max} = 0.68H_{m0}\xi_0$ theo kết quả của Cariolet và Suanez [33], đó là $R_{max} = 0.67H_{m0}\xi_0$.

profile section for which the slope is calculated when they are no longer measured on the field. Following the approach of [21,42], the slope has been calculated using the observed high tide water level (HTWL) and a fraction of the offshore wave height (H_{m0}) from which the horizontal beach slope section (HBSS) was defined (Figure 8). Different correlation tests have shown that $1/4H_{m0}$ gives the best result in this case. Therefore, the upper and lower bounds of the beach slope profile width is calculated as follows

$$Boundupandlow = HTWL \pm 1/4H_{m0} \quad (9)$$

Swash runup is in this case best parameterized with a best-fit R^2 (0.85) and RMSE (0.29 m). The coefficient of the regression line is 1.01 with 95% confidence intervals [0.97; 1.05]. In this case, the relationship can be expressed as (Figure 8).

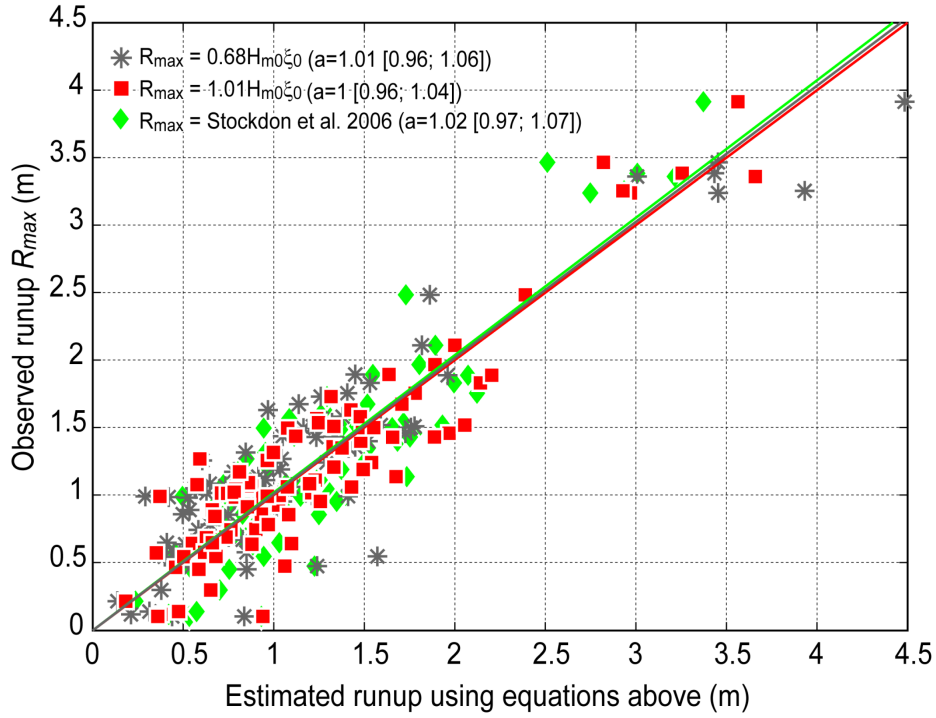
$$R_{max} = 1.01H_{m0}\xi_0 \quad (10)$$

The use of wave height for the calculation of HBSS gives a physical meaningful approach that is applicable from low wave energy conditions to storm wave events. The width of this beach section ranges from 3 m ($H_{m0} = 0.6$ m and HTWL = 4.4 m asl) to 80 m ($H_{m0} = 6.1$ m and HTWL = 2.3 m asl), with an average value of 17 m and standard deviation of 14 m (the mean of H_{m0} for the dataset is 2.2 m, with standard deviation 1.2 m), depending on the position of the HTWL on the beach profile. Figure 9 shows an overview of the measured runup (R_{max}) dependencies of estimated runup using both Equations (8) and (10), and Equations (4)–(6) of Stockdon et al. [21]. Ac-

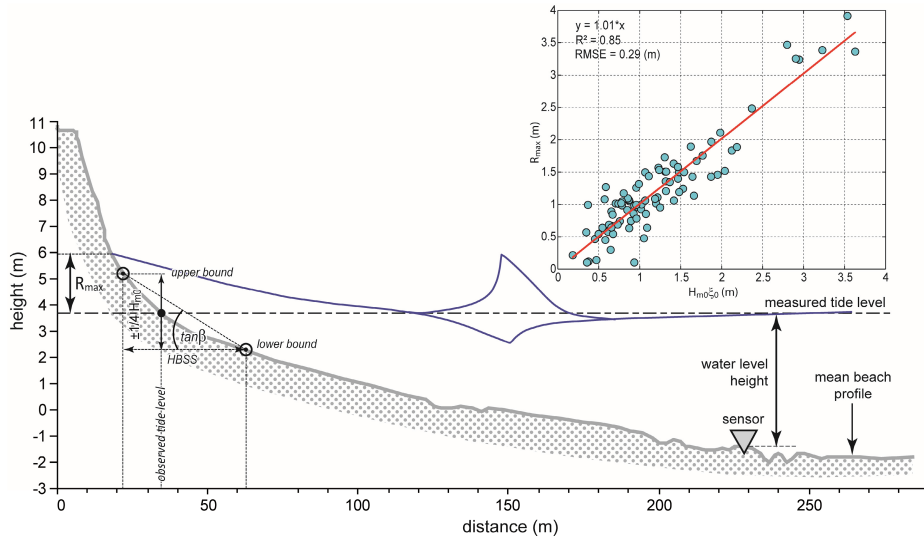
các giới hạn trên và dưới của phần mặt cắt bãi biển mà ta cần tính độ dốc khi không còn đo đạc ngoài thực địa nữa. Dựa theo cách tiếp cận của [21,42], độ dốc này được tính bằng cách dùng mực nước triều cao thực đo (HTWL) và một phần tỉ lệ của chiều cao sóng ngoài khơi (H_{m0}) từ đó đoạn dốc bãi biển nằm ngang (HBSS) được định nghĩa (Hình 8). Các phép tương quan khác nhau cho thấy rằng $1/4H_{m0}$ cho kết quả tốt nhất trong trường hợp này. Vì vậy, các giới hạn trên và dưới của bề rộng mặt cắt dốc bãi biển được tính như sau

Trong trường hợp này, độ cao sóng tràn được tham số hoá tốt nhất qua phép khớp dựa vào R^2 (0.85) và RMSE (0.29 m). Hệ số của đường hồi quy là 1.01 với khoảng tin cậy 95% là [0.97; 1.05]. Khi đó, hệ thức có thể được biểu diễn như trên Hình 8.

Việc dùng chiều cao sóng để tính HBSS cho ta một cách tiếp cận có ý nghĩa về bản chất vật lý, có thể áp dụng được cho các điều kiện từ năng lượng sóng thấp đến các trận bão. Bề rộng của bãi biển này biến đổi từ 3 m ($H_{m0} = 0.6$ m và HTWL = 4.4 m asl) đến 80 m ($H_{m0} = 6.1$ m và HTWL = 2.3 m asl), với giá trị trung bình 17 m và độ lệch chuẩn 14 m (trị trung bình của H_{m0} trong bộ số liệu là 2.2 m, với độ lệch chuẩn 1.2 m), tùy thuộc vào vị trí của HTWL trên mặt cắt ngang bãi. Hình 9 cho thấy tổng thể về sự phụ thuộc của chiều cao sóng leo đo được (R_{max}) theo các chiều cao sóng leo ước tính bằng cách dùng cả hai PT (8) và (10), và các PT (4)–(6) của Stockdon &



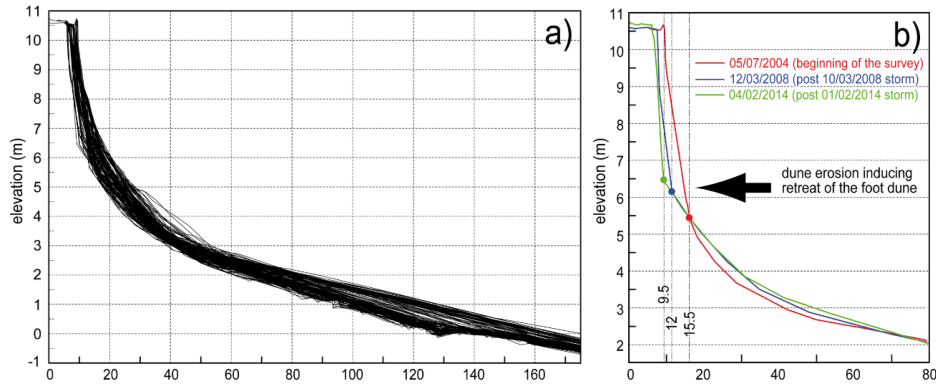
Hình 9: | Figure 9. Overview of the measured runup (R_{max}) dependencies of $H_{m0}\xi_0$ for both Equations (8) and (10), and Equations (4)–(6) of Stockdon et al. [21]. • Tổng quan về sự phụ thuộc của chiều cao sóng leo thực đo (R_{max}) vào $H_{m0}\xi_0$ cho cả hai PT (8) và (10), cùng các phương trình (4)–(6) của Stockdon & nnk. [21].



Hình 8: |Figure 8. Method used to calculate beach slope for the runup calculation. It is based on measured tide level from which the beach section is defined. In contrast to the previous method, note that this approach is using the mean beach profile instead of daily beach profile. • Phương pháp được dùng để ước lượng độ dốc bãi trong phép tính sóng leo. Nó được dựa trên mực triều thực đo mà từ đó phần mặt bãi được định nghĩa. Khác với phương pháp trước, ở phương pháp này, mặt cắt bãi trung bình được sử dụng thay vì mặt cắt bãi hằng ngày.

According to the 95% confidence intervals (see Figure 9), the three correlations show that the three equations give very similar results. Nevertheless, Equation (10) best fits the observed runup.

nnk. [21]. Căn cứ vào khoảng tin cậy 95% (xem Hình 9), ba tương quan cho thấy rằng 3 phương trình nêu trên đều cho kết quả rất tương đồng. Dù vậy, PT (10) khớp nhất với chiều cao sóng leo quan sát được.



Hình 10: | Figure 10. Envelop of beach/dune profiles measured from July 2004 to December 2014 (a); The front of the dune retreated during the two main storm events, which took place during the past 10 years (i.e., 10 March 2008 and 1 February 2014) inducing landward displacement of the foot of the dune (b). • Đường bao mặt cắt bãi/cồn cát đo được từ tháng 7-2004 đến 12-2014 (a); Mặt trước của cồn cát thoái lui trong suốt hai trận bão lớn, xảy ra trong 10 năm qua (tức là vào các ngày 10-3-2008 và 1-2-2014) đã gây nên sự dịch chuyển của chân cồn cát về phía đất liền (b).

4.3 Long-Term Dune Changes Related to Storm Event Erosion and Recover | Những thay đổi dài kỳ về cồn cát gắn với sự xói lở và hồi phục theo từng trận bão

This part of the study focused on the relationship between the evolution of the dune sediment budget (in terms of accretion and erosion) and extreme water levels since July 2004. Following the “Property Erosion Model” method proposed by Ruggiero et al. [19] and/or the storm-impact scaling model proposed by Sallenger [18], the aim was to assess the sensitivity of the dune to extreme water levels by considering that erosion is experienced when the dune foot elevation is below extreme water level. Therefore, morphodynamic analysis was performed to identify the erosion stages related to extreme events, combining storm surge and high spring tide level, and on the other hand, the recover periods associated to calm wave conditions and/or low neap tide level.

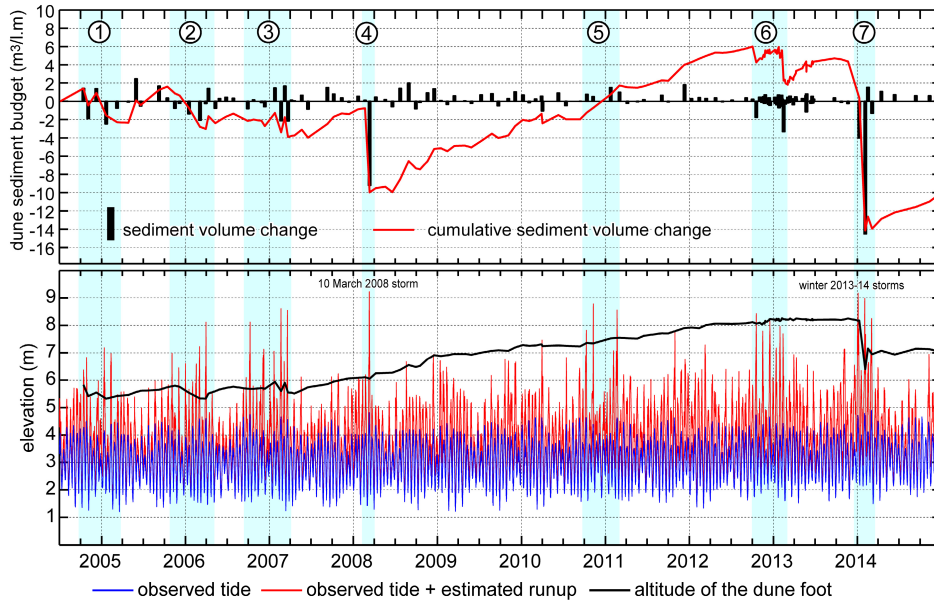
Extreme water level was estimated for each daily high tide level by summing the swash runup elevation calculated from the Eq. (10), and the measured tide level at Roscoff calibrated to the Vougot beach site. The altitude of the foot of the dune was obtained from monthly beach/dune profile measurements. However, the great morphological changes of the upper beach/dune section over the last ten years made it very difficult to identify this morphological proxy (Fig. 10a). When we analyze in more detail the data set, three main phases related to strong dune erosion were identified. These three erosion phases have induced a landward displacement of the foot of the dune. As shown in Figure 10b, the foot of the dune was situated at 15.5 m from the head profile mark at the beginning of the survey. It retreated over more than 3 m during the big storm of 10 March 2008 [36,37], and retreated again over 3 m during the storm of 1 February 2014 [38]. These three reference distances (15.5 m, 12 m, and 9.5 m) were used for the calculation of the dune foot height.

The results show a good relationship between the negative sediment budget of the dune and phases during which extreme water levels exceed the height of the foot of the dune. On the contrary, when extreme water levels are be-

Phần này của nghiên cứu tập trung vào mối liên hệ giữa diễn biến quỹ trầm tích của cồn cát (xét về khía cạnh bồi và xói) với các mực nước cực hạn kể từ tháng 7-2004. Dựa theo phương pháp (mô hình) “Property Erosion Model” đề xuất bởi Ruggiero & nnk. [19] và/hoặc mô hình thang tác động bão đề xuất bởi Sallenger [18], mục đích là nhằm đánh giá độ nhạy của cồn cát trước những mực nước cực trị, bằng cách coi xói lở xảy ra khi cao trình chân đụn cát nằm dưới mực nước cực hạn. Do vậy, phân tích động lực hình thái được thực hiện nhằm chỉ ra các giai đoạn xói lở gắn với mực nước cực hạn, kết hợp giữa nước dâng trong bão và mực nước triều cường cao, và mặt khác là những giai đoạn phục hồi ứng với điều kiện sóng lặng và/hoặc mực nước triều kém thấp.

Mực nước cực hạn đã được tính cho từng mực triều cao hàng ngày bằng cách cộng độ cao sóng leo tính được từ PT (10) với mực nước thủy triều thực đo tại Roscoff hiệu chỉnh cho vị trí bãi biển Vougot. Cao độ chân cồn cát được thu được từ các số đo mặt cắt bãi/cồn cát hàng tháng. Tuy nhiên, những biến đổi mạnh của phần phía trên bãi/cồn cát trong mười năm qua đã gây khó khăn cho việc nhận diện đặc trưng hình thái thay thế này (Hình 10a). Khi ta phân tích kỹ hơn bộ số liệu, có thể nhận thấy ba pha gắn với sự xói lở mạnh cồn cát. Ba pha này đã gây nên sự dịch chuyển chân cồn cát về phía đất liền. Như cho thấy trên Hình 10b, chân cồn cát ở vị trí cách 15.5 m so với điểm đầu mặt cắt tại lúc bắt đầu khảo sát. Nó đã thoái lui khoảng hơn 3 m trong suốt trận bão lớn ngày 10-3-2008 [36,37], và lại thoái lui hơn 3 m lần nữa trong trận bão ngày 1-2-2014 [38]. Ba khoảng cách tham chiếu này (15.5 m, 12 m, và 9.5 m) được dùng để tính chiều cao chân cồn cát.

Kết quả cho thấy một mối quan hệ chặt chẽ giữa quỹ bùn cát âm của cồn cát và các pha trong đó mực nước cực hạn vượt chiều cao chân cồn cát. Ngược lại, khi mực nước cực hạn thấp hơn chiều cao chân cồn thì quỹ bùn cát tăng lên (Hình 11). Có 7 pha mực nước cực hạn cao được phát



Hình 11: | Figure 11. Evolution of the dune sedimentary budget related to extreme water levels over the period from July 2004 to December 2014. • Sự biến đổi của quỹ trầm tích của đụn cát liên quan đến các mực nước cực hạn trong thời khoảng từ tháng 7-2004 đến 12-2014.

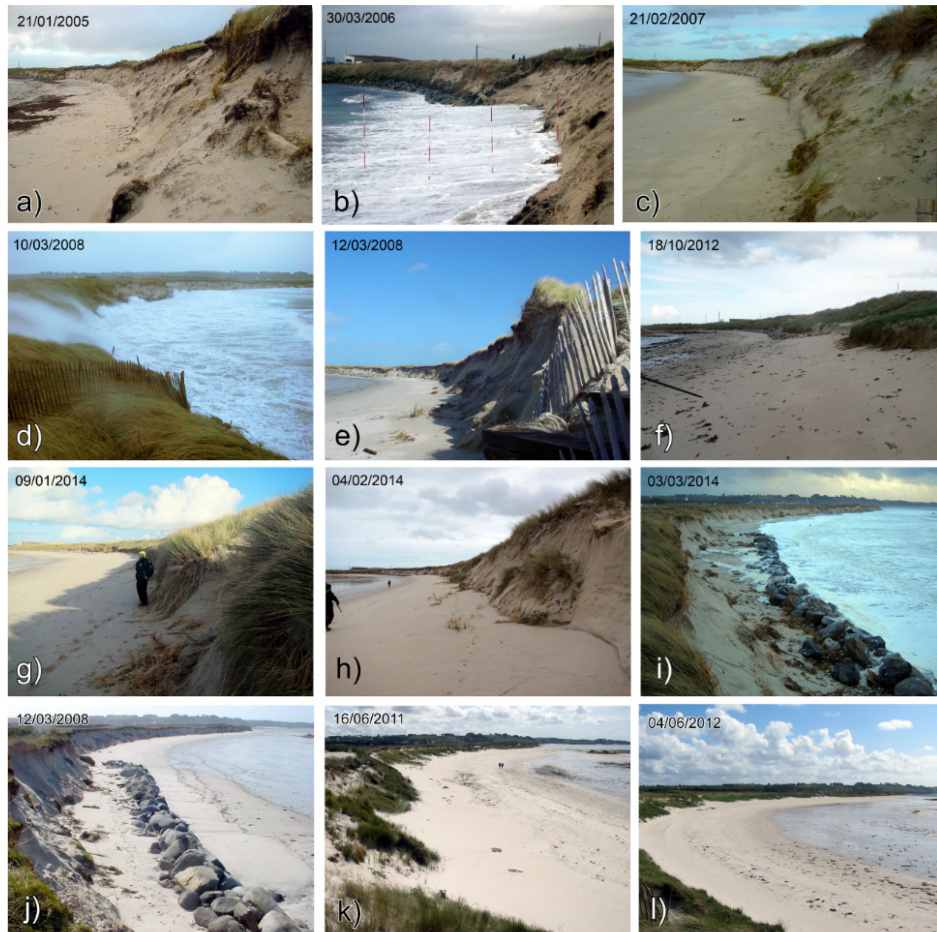
low the height of the foot of the dune, the sediment budget increases (Fig. 11). Seven phases of high extreme water levels are identified: from 28 Oct. 2004 to 12 Feb. 2005 (maximum water level: 7.19 m 12 Jan. 2005), from 03 Nov. 2005 to 31 Mar. 2006 (maximum water level: 8.12 m 31 Mar. 2006), from 08 Oct. 2006 to 20 Mar. 2007 (maximum water level: 8.61 m 20 Feb. 2007), the 10 Mar. 2008 storm event (9.23 m), from 09 Oct. 2010 to 20 Feb. 2011 (maximum water level: 8.79 m 09 Nov. 2010), from 17 Oct. 2012 to 11 Feb. 2013 (maximum water level: 8.43 m 17 Oct. 2012), and from 01 Jan. 2014 to 03 Mar. 2014 (maximum water level: 9.18 m 04 Jan. 2014) (Fig. 11). For six of them, extreme water levels are well-related to an erosion phase of the dune, with the exception of the period from 09 Oct. 2010 to 20 Feb. 2011 (Fig. 12a-i). During this last period, three episodes characterized by extreme water levels higher than the foot of the dune were recorded without erosion of the dune (09 Oct. 2010: 7.83 m; 09 Nov. 2010: 8.79 m; 20 Feb. 2011: 8.56 m). However, we notice that these three extreme events have occurred during a long phase of dune recovery, which started in spring 2008 (post-storm of 10 Mar. 2008) and ended during the autumn of 2012 (Figure 12-From (j) to (l)). During these four years, the sediment budget of the dune increased considerably, inducing an elevation of the foot of the dune up to 2 m. Therefore, extreme water levels never hit the foot of the dune during this entire period except during the short stage mentioned above. The two major dune erosion stages which were recorded are related to the big storm event of 10 Mar. 2008 [36,37], and to a cluster of storms occurring during the winter of 2013-2014 [38].

5 Discussion | Thảo luận

Following the previous study [33], this experiment has more deeply examined new parameterization of the runup

hiện: từ 28-10-2004 đến 12-2-2005 (mực nước lớn nhất: 7.19 m ngày 12-1-2005), từ 03-11-2005 đến 31-3-2006 (mực nước lớn nhất: 8.12 m ngày 31-3-2006), từ 08-10-2006 đến 20-3-2007 (mực nước lớn nhất: 8.61 m ngày 20-2-2007), trận bão ngày 10-3-2008 (9.23 m), từ 09-10-2010 đến 20-2-2011 (mực nước lớn nhất: 8.79 m ngày 09-11-2010), từ 17-10-2012 đến 11-2-2013 (mực nước lớn nhất: 8.43 m ngày 17-10-2012), và từ 01-1-2014 đến 03-3-2014 (mực nước lớn nhất: 9.18 m ngày 04-1-2014) (Hình 11). Với 6 trong 7 pha nêu trên, các mực nước cực trị đều liên hệ rõ với một pha xói lở của cồn cát, chỉ trừ giai đoạn từ 09-10-2010 đến 20-11-2011 (Hình 12a-i). Trong giai đoạn cuối này, ba thời kì đặc trưng bởi mực nước cực hạn cao hơn chân cồn cát được ghi nhận mà không có xói cồn cát (09-10-2010: 7.83 m; 09-11-2010: 8.79 m; 20-2-2011: 8.56 m). Tuy nhiên, chúng tôi nhận thấy rằng ba sự kiện cực hạn này đã xảy ra trong một pha dài khi cồn cát phục hồi; pha này bắt đầu vào mùa xuân năm 2008 (sau trận bão ngày 10-3-2008) và kết thúc trong mùa thu năm 2012 (Hình 12-từ (j) đến (l)). Suốt 4 năm nêu trên, quỹ bùn cát của cồn đã tăng lên đáng kể, dẫn đến cao trình chân cồn lên tới 2 m. Do đó, các mực nước cực hạn không khi nào tác động tới chân cồn cát trong suốt thời kì này ngoài trừ giai đoạn ngắn nêu trên. Hai kì xói lở chính được ghi lại đã liên quan tới trận bão lớn ngày 10-3-2008 [36,37], và một nhóm các trận bão diễn ra mùa đông 2013-2014 [38].

Tiếp nối nghiên cứu trước đây [33], đợt thí nghiệm này đã kiểm tra sâu hơn cách tham số hoá mới cho công thức sóng



Hình 12: | Figure 12. Photos illustrating dune erosion which occurred during the high extreme water levels phases inventoried in Figure 11: (a) post-12 January 2005 extreme water level; (b) a day before 31 March 2006 extreme water level; (c) post-20 February 2007 extreme water level; (d) 10 March 2008 storm event; (e) post-10 March 2008 storm event; (f) post-17 October 2012 extreme water level; (g) post-04 January 2014 extreme water level; (h) post-02 February 2014 extreme water level; and (i) 03 March 2014 storm event. Photos illustrating the dune recover phase post-storm of 10 March 2008 to September 2012 (j-l). • Ảnh chụp minh họa sự xói lở cồn cát xảy ra trong các pha mực nước cao cực hạn đã được kiểm kê qua Hình 11: (a) sau mực nước cực hạn 12-1-2005; (b) một ngày trước mực nước cực hạn 31-3-2006; (c) sau mực nước cực hạn 20-2-2007; (d) trận bão 10-3-2008; (e) sau trận bão 10-3-2008; (f) sau mực nước cực hạn 17-10-2012; (g) sau mực nước cực hạn 4-1-2014; (h) sau mực nước cực hạn 2-2-2014; và (i) trận bão 3-2-2014. Các ảnh chụp giai đoạn phục hồi cồn cát sau bão từ 1-3-2008 đến tháng 9-2012 (j-l).

formula [1] for predicting total swash elevation in the extreme water level calculation. The focus was put on parameters that provide a first-order description of the beach morphodynamic environment, such as deep wave height (H_o), period (T), and beach steepness $\tan \beta$, which are expressed in terms of the non-dimensional surf parameter (Iribarren number ξ_0) [27]. Thus, measurements of local wave height have confirmed the validity of the use of the deep-water wave height (H_o at 18 m water depth) obtained by modeling. Similarly, in-situ measurements of water levels have improved the estimation of extreme water levels at the coast and determined the tidal range of the tide gauge shifts between Roscoff tide gauge station and the site of Guissény. The mean deviation is 18 cm, with variations between 25 cm for spring tides and 5 cm for neap tides. It is close to the 13 cm mean deviation calculated in the previous study that was based on a shorter data set and a less accurate method [33]. Concerning the beach steepness, the new set of data used in this study has confirmed the complexity of defining the best beach slope for use in the runup formula when the beach exhibits composite-slope and/or a concave profile. As demonstrated by Cariolet and Suanez [33], the slope of the active section of the upper beach gives a good fit in comparison to the field measurement (R^2 : 81%; RMSE of 33 cm). Nevertheless, a best-fit was obtained when beach slope was calculated using observed water level (R^2 : 85%; RMSE of 29 cm). This approach, based on sea level changes due to tides and/or storm surges, allows for better consideration of beach slope variations in the context of a concave beach profile. As already indicated by Mayer and Kriebel [43] the use of fixed bounds (upper or lower bounds) or an averaged planar slope for the calculation of beach steepness is therefore inappropriate when beaches exhibit complex morphology with a composite-slope, especially in a macrotidal environmental context. If we take into consideration the steep slope face of the upper concave beach ($0.08 > \tan \beta > 1.8$), this experiment also confirms the findings of Nielsen and Hanslow [32], attesting that the best-fit distribution is proportional to the surf similarity parameter (x_{i_o}) on intermediate to reflective beaches in agreement with Hunt's formula for runup of regular waves on steep slopes. However, statistical tests have indicated that the reflective-specific Equation (5) of Stockdon et al. [21] was also best fitted to runup field measurements (R_{max}), and therefore both Equations (8) and (10).

Long-term erosion of the dune related to extreme water levels shows different pluri-decadal phases. From 2004 to 2006, the dune sediment budget indicated normal functioning characterized by erosion and high water levels during winter and accretion associated to low water levels during summer. However, dune sediment budget slightly decreased during these two first years. From the winter of 2006–2007 to the storm of 10 March 2008, the dune experienced a phase of significant sediment budget decrease related to several high extreme water level events. As mentioned earlier, this stage was followed by a long phase of dune recovery that ended during the winter of 2012–2013. The increase of the dune sediment budget was explained by supply from post-storm sediment transport between the

leo [1] nhằm dự đoán mực nước tràn tổng cộng trong phép tính mực nước cực hạn. Trong đó tập trung vào các tham số cho phép mô tả ở mức độ ban đầu môi trường động lực hình thái bãi biển, như chiều cao sóng nước sâu (H_o), chu kỳ (T), và độ dốc bãi biển $\tan \beta$, vốn được biểu diễn dưới dạng tham số sóng vô phi thứ nguyên (số Iribarren number ξ_0) [27]. Do vậy, kết quả đo đạc chiều cao sóng địa phương đã khẳng định tính đúng đắn của việc sử dụng chiều cao sóng nước sâu (H_o tại độ sâu 18 m) nhận được bằng mô hình hoá. Tương tự, các đo đạc mực nước tại chỗ đã cải thiện phép ước tính các mực nước cực trị tại bờ và xác định độ lớn triều chênh lệch giữa trạm triều Roscoff và khu vực Guissény. Độ lệch trung bình bằng 18 cm, với mức biến động giữa 25 cm kì triều cường và 5 cm kì triều kém. Kết quả rất sát với con số độ lệch trung bình 13 cm đã tính được trong nghiên cứu trước, vốn dựa trên bộ số liệu ngắn hơn và một phương pháp kém chính xác hơn [33]. Về độ dốc bãi biển, bộ số liệu mới dùng trong nghiên cứu này đã khẳng định tính phức tạp trong cách định nghĩa độ dốc bãi biển tốt nhất sử dụng cho công thức sóng leo khi bãi biển thể hiện độ dốc phức hợp và/hoặc mặt cắt bãi cong. Như đã cho thấy bởi Cariolet và Suanez [33], độ dốc của phần hoạt động phía trên của bãi cho ta kết quả khớp với số liệu đo hiện trường (R^2 : 81%; RMSE bằng 33 cm). Tuy vậy, kết quả khớp tốt nhất nhận được khi độ dốc bãi biển được tính theo mực nước thực đo (R^2 : 85%; RMSE bằng 29 cm). Phương pháp này, vốn dựa trên thay đổi mực nước biển do thủy triều và/hoặc nước dâng trong bão, đã cho phép xét kĩ hơn sự biến đổi độ dốc bãi trong trường hợp mặt cắt bãi dạng cong. Như đã chỉ ra bởi Mayer và Kriebel [43], việc dùng các giới hạn cố định (giới hạn trên và dưới) hoặc một mặt dốc trung bình để tính độ dốc bãi do vậy sẽ không phù hợp khi bãi biển thể hiện hình thái phức tạp với độ dốc phức hợp, đặc biệt trong trường hợp môi trường triều mạnh. Nếu ta xét đến mặt nghiêng dốc phần trên của bãi biển cong ($0.08 > \tan \beta > 1.8$), thí nghiệm này cũng khẳng định những phát hiện của Nielsen và Hanslow [32], minh chứng rõ ràng dạng phân bố khớp nhất thì tỉ lệ với tham số đồng dạng sóng vỡ (x_{i_o}) trên các bãi biển từ trung gian đến phản xạ, hợp với công thức Hunt tính chiều cao leo của những con sóng đều trên mái dốc. Tuy nhiên, những kiểm định thống kê cho thấy rằng PT (5) dùng riêng cho phản xạ của Stockdon & nnk. [21] cũng khớp nhất với các đo đạc sóng leo hiện trường (R_{max}), và do vậy cả hai PT (8) và (10).

Sự xói lở dài hạn của cồn cát gắn với những mực nước cực trị cho thấy các pha khác nhau, mỗi pha kéo dài vài thập kỉ. Từ 2004 đến 2006, quỹ trầm tích của cồn cát cho thấy sự hoạt động bình thường đặc trưng bởi sự xói lở và các mực nước cao xảy ra trong mùa đông, và bồi lắng gắn liền với mực nước thấp trong mùa hè. Tuy nhiên, quỹ trầm tích của cồn cát đã giảm đi phần nào trong hai năm đầu. Từ mùa đông 2006–2007 đến trận bão ngày 10–3–2008, cồn cát đã chứng kiến một kì suy giảm quỹ trầm tích gắn với một vài sự kiện mực nước cao cực trị. Như đã đề cập trước đây, giai đoạn này được tiếp nối bởi một thời kì dài hồi phục cồn cát, vốn kết thúc vào mùa đông 2012–2013. Sự tăng của quỹ trầm tích được giải thích bằng sự bổ sung từ vận chuyển trầm tích sau bão giữa phần cao và phần thấp thuộc bãi liên triều—vùng gần bờ đến mặt bãi [37].

upper intertidal beach and the lower intertidal beach—The nearshore to shoreface zone [37]. This sand supply took place during low extreme water levels associated with cold winters. The last phase was again characterized by a significant loss of dune sediment budget due to the erosion effects of the stormy winters of 2012–2013 and 2013–2014.

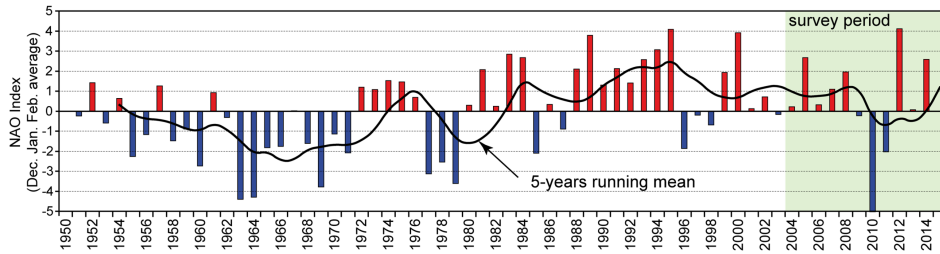
The inter-annual variability in dune erosion and accretion may be related to the winter North Atlantic Oscillation (NAO) index. Figure 13 presents NAO index fluctuation for the whole survey period (2004–2014). It shows three different phases that could be related to dune morphological changes. From 2000 to 2008, a positive index (denoted NAO+) is observed (Figure 13). Generally, this is associated to strong southwesterly winds that bring warm air deep into Europe. This results in mild and wet winters characterized by active storms that hit Western Europe at the latitude of England and Brittany. The winter of 1989–1990 is a good example of this weather pattern [44,45], as well as the winter of 2013–2014, during which a cluster of a dozen storms hit the Brittany coast [38,46]. In contrast, the second phase, from 2008 to 2012, is characterized by a negative index (NAO-). In this context, western European areas suffer cold dry winters and storm tracks are shifted towards the south of Europe (North Spain and Mediterranean areas). These meteorological conditions are favorable for the regeneration of dune systems because the dry weather is generally associated with effective aeolian transit to the dune. At the same time, the absence of major winter storms plays an important role in the low erosion of the dunes during these periods. The third and last phase that began in the winter of 2012–2013 is characterized by a positive NAO index. It accompanied warm and stormy winters, especially the winter of 2013–2014 [38,46]. Between December 2013 and March 2014, a cluster of about 12 storm events hit the coast of Brittany with an exceptional frequency. It was in February that these storm events were the most frequent and particularly virulent. The significant wave heights measured off Finistère reached, respectively, 12.3 and 12.4 m during the Petra and Ulla storms on 5 and 14 February. However, analysis of hydrodynamic conditions showed that only three episodes promoted extreme morphogenetic conditions because they were combined with high spring tide level. The first one occurred from 1–4 January, it was followed by events during 1–3 February, and 2 and 3 March. As indicated on Figure 12, these three events generated high extreme water levels and strong dune erosion. The maximum retreat of the front of the dune during this period reached more than -16 m [38].

Consistent with this assumption, many studies have suggested that the North Atlantic Oscillation (NAO) may control the occurrence of storm events in the Atlantic, and thus potentially influence coastal morphological changes. The role of the NAO in coastal morphological dynamics has been suggested by Masselink et al. [48] to explain medium-term outer sand bar dynamics in the southwest of England (Perranporth). It was also suggested by Thomas et al., after analyzing beach rotation at South Sands Tenby in West Wales [49,50] and O'Connor et al. [51] concerning long-term shoreline and ebb channel evo-

lution. Sự bồi đắp trầm tích này diễn ra trong khi mực nước ở mức thấp cực hạn gắn với các mùa đông lạnh. Giai đoạn cuối cùng, một lần nữa, lại được đặc trưng bởi bùn cát mất đáng kể từ quỹ trầm tích cồn cát, do những hiệu ứng xói lở trong các mùa đông nhiều bão 2012–2013 và 2013–2014.

Sự biến động qua nhiều năm của hiện tượng bồi xói cồn cát có thể liên quan đến chỉ số dao động Bắc Đại Tây Dương (NAO) mùa đông. Hình 13 biểu thị hai dao động chỉ số NAO trong cả thời kỳ khảo sát (2004–2014). Nó cho thấy ba giai đoạn khác nhau có thể liên quan đến các biến đổi hình thái cồn cát. Từ năm 2000 đến 2008, một chỉ số dương (kí hiệu NAO+) được thấy (Hình 13). Nhìn chung, hiện tượng này gắn với gió tây nam mạnh vốn mang khối khí ẩm vào sâu trong Châu Âu. Điều này gây ra kết quả các mùa đông ôn hoà và ẩm ướt, đặc trưng bởi các trận bão hoạt động đổ bộ Tây Âu ngang vĩ độ nước Anh và Brittany. Mùa đông 1989–1990 là một ví dụ rõ rệt cho loại hình thời tiết này [44,45], cũng như mùa đông 2013–2014, trong đó một cụm khoảng 12 cơn bão đổ bộ vào bờ biển Brittany [38,46]. Trái lại, giai đoạn thứ hai, từ 2008 đến 2012, thì được đặc trưng bởi một chỉ số âm (NAO-). Khi đó, các khu vực Tây Âu chịu những mùa đông khô lạnh và quỹ đạo bão dịch về phía Nam Âu (Bắc Tây Ban Nha và khu vực Địa Trung Hải). Những điều kiện khí tượng này đều thuận lợi cho việc tái tạo hệ thống cồn cát vì mùa khô thường gắn với vận chuyển cát hướng về cồn cát. CÙNG lúc đó, sự vắng mặt của những trận bão mùa đông lại đóng vai trò quan trọng với sự ít xói lở các cồn cát trong giai đoạn này. Giai đoạn thứ ba và cuối cùng bắt đầu vào mùa đông 2012–2013 được đặc trưng bởi một chỉ số NAO dương. Nó đi kèm với các mùa đông ẩm và nhiều bão, đặc biệt là mùa đông năm 2013–2014 [38,46]. Giữa tháng 12–2013 và 3–2014, một nhóm khoảng 12 cơn bão đổ bộ vào bờ biển Brittany với tần suất cao đặc biệt. Chính vào tháng 2 mà những trận bão này thường xuyên nhất và đặc biệt dữ dội. Các chiều cao sóng đo được ngoài khơi Finistère đạt đến lần lượt 12.3 và 12.4 m trong các trận bão Petra và Ulla vào các ngày 5 và 14–2. Tuy nhiên, phân tích các điều kiện thủy động lực cho thấy chỉ có ba giai đoạn phát triển mạnh cực độ về hình thái vì chúng kết hợp với mực nước đỉnh triều cường. Trận bão thứ nhất xảy ra từ 1→4 tháng 1, tiếp theo bởi các trận 1→3 tháng 2, và 2→3 tháng 3. Như được chỉ ra trên Hình 12, ba trận bão này gây ra các mực nước cực cao và xói lở mạnh cồn cát. Khoảng cách thoái lui nhiều nhất của mặt trước cồn cát và trong giai đoạn này lên đến hơn -16 m [38].

Thống nhất với giả thiết này, nhiều nghiên cứu cũng đã gợi ý rằng dao động Bắc Đại Tây Dương (NAO) có thể kiểm soát sự xuất hiện của những trận bão trên Đại Tây Dương, và do vậy có nhiều tiềm năng ảnh hưởng đến biến đổi hình thái bờ biển. Vai trò của NAO trong động lực học hình thái bờ biển đã được đề xuất bởi Masselink & nnk. [48] để giải thích diễn biến động lực dải cát ngoài, trong thời đoạn trung bình, ở miền tây nam nước Anh (Perranporth). Điều này cũng được đề xuất bởi Thomas & nnk., sau khi phân tích sự xoay hướng bờ biển tại South Sands Tenby thuộc miền Tây Xứ Wales [49,50] và O'Connor et al. [51] về sự biến đổi dài hạn của đường bờ và lạch triều rút vùng tây bắc Ireland. Cùng kết luận này được đưa ra bởi



Hình 13: | Figure 13. North Atlantic Oscillation Index (NAO) from 1950 to 2015 [47]. • Chỉ số Dao động Bắc Đại tây dương (NAO) từ năm 1950 đến 2015 [47].

lution in northwest Ireland. The same conclusion was put forward by Vespremeanu-Stroe et al. [52] who showed that shoreline changes at decadal time scales were also driven by the NAO which controls the storminess on the Danube delta coast. Nevertheless, analysis of long-term dune morphological changes on the Sefton coast (west England) indicated only a modest relationship between dune erosion/accretion rates and the North Atlantic Oscillation index [20]. The authors suggested that these dune erosion/accretion phases are also related to the long-term beach sediment budget that governs essential changes in the morphology of the nearshore and offshore zones. Similarly, Montreuil and Bullard indicated that the winter North Atlantic Oscillation phase was not a good indicator of storminess on the east coast of England but may be a useful proxy for quiescence [53]. For this specific coastal area, the authors found the Jenkinson daily weather type classification to be a better proxy for the occurrence of strong onshore storm winds.

6 Conclusions | Kết luận

The runup process is still relatively too complex to parameterize in a macrotidal environment where beach profiles exhibit a composite-slope. This morphology is quite often found in North Brittany along the Channel coast where the tidal range is considerable. This study revealed a number of points related to the runup processes:

- The methodological approach of measuring the maximum swash elevation using wrack deposit and/or the limit of the water mark in the field is relatively easy to implement and requires much less post-treatment compared to classic video measurements. However, this method is extremely time consuming and does not allow for collection of a large dataset, which notably limits the statistical analysis.
- This experiment confirms that the beach slope scaled with ξ_0 plays a key role in the parameterization of the runup equation when the morphodynamic context of the beach is shifting from intermediate to reflective according to high-neap or spring-tide water level. In this context, beach slope may be much more important in runup elevation distribution than a wave component such as H_0 or L_0 .
- In comparison to the previous study of Cariolet and

Vespremeanu-Stroe & nnk. [52]; nhóm nghiên cứu đó cho thấy rằng biến đổi đường bờ trong cỡ thời gian thập kỷ cũng bị chi phối bởi NAO, vốn kiểm soát mức độ bão ở bờ biển châu thổ Danube. Dù vậy, kết quả phân tích các diễn biến hình thái cồn cát dài hạn tại bờ biển Sefton (miền Tây nước Anh) cho thấy chỉ có mối quan hệ mờ nhạt giữa tốc độ xói/bồi cồn cát và chỉ số dao động Bắc Đại tây dương [20]. Các tác giả này đề xuất rằng những giai đoạn xói/bồi cồn cát này cũng hiện hệ với quỹ trầm tích bãi biển dài hạn, vốn quy định những thay đổi cơ bản về hình thái các vùng gần bờ và xa bờ. Tương tự, Montreuil và Bullard đã cho thấy rằng giai đoạn dao động Bắc Đại tây dương mùa đông thì không phải con số chỉ thị tốt cho mức độ bão ở bờ biển đông nước Anh, mà có thể là một đại lượng thay thế hữu ích cho mức độ tĩnh lặng [53]. Riêng với vùng bờ này, các tác giả tìm được cách phân loại thời tiết ngày theo Jenkinson là đại lượng thay thế tốt hơn cho sự xuất hiện gió bão mạnh hướng về bờ.

Quá trình sóng leo còn tương đối khó tham số hóa trong môi trường thủy triều mạnh, nơi mặt cắt bãi biển thể hiện độ dốc phức hợp. Hình thái này thường gặp ở miền Bắc Brittany dọc theo bờ biển Eo Manche nơi độ lớn triều là đáng kể. Nghiên cứu này đã làm rõ một số điểm liên quan đến quá trình sóng leo:

- Cách tiếp cận theo phương pháp để đo mực nước sóng tràn cao nhất bằng các vết rác đọng và/hoặc giới hạn mực nước tại hiện trường thì khá dễ thực hiện và ít phải xử lý nội nghiệp so với cách đo video truyền thống. Tuy nhiên, phương pháp trên lại rất tốn thời gian và không cho phép thu thập bộ số liệu lớn, vốn gây hạn chế đáng kể cho việc phân tích thống kê.
- Thí nghiệm này khẳng định rằng độ dốc bãi biển giảm tỉ lệ với ξ_0 đóng vai trò then chốt trong việc tham số hóa phương trình sóng leo khi điều kiện động lực hình thái bãi biển chuyển từ trung gian sang kiểu phản xạ theo mực nước đỉnh triều kém hay triều cường. Trong bối cảnh đó, độ dốc bãi có thể quan trọng hơn nhiều hơn là một thành phần sóng như H_0 hoặc L_0 xét về ảnh hưởng đến phân bố chiều cao sóng leo.

Suanez, the use of observed water level changes due to astronomical tide and/or storm surges for the calculation of beach slope gives better results (RMSE decreasing from 0.33 to 0.29 m for Equations (8) and (10), respectively). This is explained by the fact that both the upper and lower bounds defining the beach section on which the slope is calculated are shifting according to the sea level changes. Therefore, the slope values obtained are much more fair and accurate, especially when the beach profile is concave and tidal range is large (≈ 7 m), as is the case in this study.

- Taking into account the environmental conditions and dimensional swash parameters of the Vougot beach, the Stockdon’s Equations (4)–(6) [21] may also be used with the appropriate beach slope value β_f .
- Dune retreat, and hence volume of sand eroded, depends on extreme water level (and therefore the frequency and intensity of each runup event) when its height is greater than that the toe of the dune.
- A good relationship seems to be revealed between erosion phases of the dune due to high extreme water levels and NAO+. In contrast, NAO– is associated to phases of dune recovery during cold and non-stormy winters.

- So với nghiên cứu trước đây của Cariolet và Suanez, việc dùng mực nước quan trắc theo triều thiên văn và/hoặc nước dâng trong bão để tính độ dốc bãi cho kết quả tốt hơn (RMSE giảm từ 0.33 đến 0.29 m lần lượt trong các PT (8) và (10)). Điều này được giải thích bằng việc của giới hạn trên và dưới xác định đoạn bờ biển cần tính độ dốc thì dịch chuyển theo sự thay đổi mực nước. Do vậy, các giá trị độ dốc nhận được thì đẹp và chính xác hơn nhiều, nhất là khi mặt cắt bãi cong lõm và thủy triều lớn (≈ 7 m), như trong nghiên cứu này.
- Xét đến điều kiện môi trường và các tham số sóng tràn có thứ nguyên của bãi biển Vougot, các phương trình của Stockdon (4)–(6) [21] cũng có thể dùng được với giá trị độ dốc bãi biển β_f hợp lý.
- Sự thoái lui cồn cát, và do vậy thể tích cát bị xói, đều phụ thuộc vào mực nước cực hạn (và do đó là tần số cùng cường độ của mỗi đợt sóng leo) khi mực nước cao hơn chân cồn cát.
- Một hệ thức hợp lý dường như được lập nên giữa các giai đoạn xói của cồn cát do mực nước cao cực hạn và NAO+. Trái lại, NAO– thì gắn với các giai đoạn phù hồi cồn cát trong các mùa đông lạnh và không có bão.

Acknowledgments | Lời cảm tạ

This work was supported by the French “Agence Nationale de la Recherche” through the “Laboratoire d’Excellence” LabexMER (ANR-10-LABX-19) program, and co-funded by a grant from the French government through the “Investissements d’Avenir” program and ANR COCORISCO by means of the “Changements Environnementaux Planétaires & Sociétés (CEP&S) 2010” (ANR-10-CEPL-0001) research program. It was also supported by the French “Institut National des Sciences de l’Univers” (INSU) under-program, SNO-DYNALIT. Tide data came from the REF-MAR database (refmar.shom.fr), and were provided by the “Service Hydrographique et Océanographique de la Marine” (SHOM), who we thank.

Công trình nghiên cứu này được trợ giúp bởi Cơ quan Nghiên cứu Quốc gia Pháp thông qua chương trình LabexMER (ANR-10-LABX-19), và được đồng tài trợ bởi kinh phí từ chính phủ Pháp qua chương trình “Investissements d’Avenir” và ANR COCORISCO thông qua chương trình nghiên cứu “Changements Environnementaux Planétaires & Sociétés (CEP&S) 2010” (ANR-10-CEPL-0001). Nghiên cứu cũng được hỗ trợ bởi chương trình SNO-DYNALIT của Viện Quốc gia Pháp về Khoa học Vũ trụ (INSU). Số liệu thủy triều được lấy từ cơ sở dữ liệu REF-MAR (refmar.shom.fr), và được cung cấp bởi Cơ quan Thủy Hải văn (SHOM); và chúng tôi xin gửi lời cảm ơn đến họ.

Author Contributions | Đóng góp của tác giả

Serge Suanez designed the experiments, interpreted results, prepared the figures and wrote most the text; Romain Cancouët and France Floc’h helped interpret results and write text; Romain Cancouët helped in developing figures; Serge Suanez, Emanuel Blaise and Jean-Marie Cariolet achieved the monitoring of dune morphological changes, and survey of beach profile and maximum swash elevation (Runup) R_{max} ; Romain Cancouët and Serge Suanez achieved the hydrodynamic condition measurements (in-situ wave and water level measurements); Fabrice Ardhuin designed the WW3 model grid and ran

Serge Suanez thiết kế thí nghiệm, diễn giải kết quả, chuẩn bị các hình vẽ và viết đa phần bản thảo; Romain Cancouët và France Floc’h trợ giúp diễn giải kết quả và viết bản thảo; Romain Cancouët trợ giúp vẽ các hình; Serge Suanez, Emanuel Blaise và Jean-Marie Cariolet thu nhận số liệu quan trắc thay đổi địa mạo cồn cát, cũng như điều tra mặt cắt bãi và mực nước tràn cao nhất (sóng leo) R_{max} ; Romain Cancouët và Serge Suanez hoàn thành đo đạc điều kiện thủy động lực (đo mực nước và sóng tại chỗ); Fabrice Ardhuin thiết kế lưới mô hình WW3 và chạy số liệu sóng ngoài khơi; Romain Cancouët, Jean-François Filipot,

the offshore wave data; Romain Cancouët, Jean-François Filipot, France Floc'h and Fabrice Ardhuin achieved hydrodynamic analysis (waves and water levels); Christophe Delacourt helped fund the study.

France Floc'h và Fabrice Ardhuin hoàn thành phân tích thủy động lực (mức nước và sóng); Christophe Delacourt trợ giúp kinh phí nghiên cứu.

Conflicts of Interest | Xung đột lợi ích

The authors declare no conflict of interest.

Nhóm tác giả tuyên bố không xung đột lợi ích.

Abbreviations | Kí hiệu tắt

asl	above sea level	trên mực nước biển
IGN	Institut Géographique National	Viện Địa lý Quốc gia Pháp
MHWS	Mean High Water Spring	Mức nước trung bình cao triều cường
HAT	Highest Astronomical Tide	Mức triều thiên văn cao nhất
MHWN	Mean High Water Neap	Mức nước trung bình cao triều kém
NAO	North Atlantic Oscillation	Dao động Bắc Đại tây dương
NGF	Nivellement Général Français	Hệ thống cao độ chuẩn Pháp
RMSE	Root Mean Square Error	Sai số căn quân phương
SHOM	Service Hydrographique et Océanographique de la Marine	Cơ quan thủy đạc hải dương Pháp
WW3	WAVEWATCH III model	Mô hình WaveWatch III

Tài liệu

- [1] Battjes, J.A. Run-up distributions of waves breaking on slopes. *J. Waterw. Harb. Coast. Eng. Div. ASCE* 1971, 97, 91–114.
- [2] Edelman, T.I. Dune erosion during storm conditions. In *Proceedings of the 11th Conference on Coastal Engineering*, London, UK, September 1968; pp. 719–722.
- [3] Van der Meulen, T.; Gourlay, M.R. Beach and dune erosion tests. In *Proceedings of the 11th Conference on Coastal Engineering*, London, UK, September 1968; pp. 701–707.
- [4] Edelman, T. Dune erosion during storm conditions. In *Proceedings of the 13th Conference on Coastal Engineering*, Vancouver, BC, Canada, 10–14 July 1972; pp. 1305–1311.
- [5] Van de Graaff, J. Dune erosion during a storm surge. *Coast. Eng.* 1977, 1, 99–134.
- [6] Van de Graaff, J. Probabilistic design of dunes; an example from the Netherlands. *Coast. Eng.* 1986, 9, 479–500.
- [7] Stockdon, H.F.; Sallenger, A.H.; Holman, R.A.; Howd, P.A. A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Mar. Geol.* 2007, 238, 1–20.
- [8] Vellinga, P. Beach and dune erosion during storm surges. *Coast. Eng.* 1982, 6, 361–387.
- [9] Fisher, J.S.; Overton, M.F. Numerical model for dune erosion due to wave uprush. In *Proceedings of the 19th Coastal Engineering Conference*, Houston, TX, USA, 3–7 September 1984; pp. 1553–1558.
- [10] Kriebel, D.L.; Dean, R.G. Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion. *Coast. Eng.* 1985, 9, 221–245.
- [11] Kriebel, D.L. Verification study of a dune erosion model. *Shore Beach* 1986, 54, 13–21.
- [12] Overton, M.; Fisher, J.; Young, M. Laboratory Investigation of Dune Erosion. *J. Waterw. Port. Coast. Ocean Eng.* 1988, 114, 367–373.
- [13] Carter, R.W.G.; Stone, G.W. Mechanisms associated with the erosion of sand dune cliffs, Magilligan, Northern Ireland. *Earth Surf. Process. Landf.* 1989, 14, 1–10.
- [14] Pye, K.; Neal, A. Coastal dune erosion at Formby Point, north Merseyside, England: Causes and Mechanisms. *Mar. Geol.* 1994, 119, 39–56.
- [15] Larson, M.; Erikson, L.; Hanson, H. An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. *Coast. Eng.* 2004, 51, 675–696.
- [16] Erikson, L.H.; Larson, M.; Hanson, H. Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. *Mar. Geol.* 2007, 245, 1–19.

- [17] Claudino-Sales, V.; Wang, P.; Horwitz, M.H. Factors controlling the survival of coastal dunes during multiple hurricane impacts in 2004 and 2005: Santa Rosa barrier island, Florida. *Geomorphology* 2008, 95, 295–315.
- [18] Sallenger, A.H. Storm impact scale for barrier islands. *J. Coast. Res.* 2000, 16, 890–895.
- [19] Ruggiero, P.; Komar, P.D.; McDougal, W.G.; Marra, J.J.; Beach, R.A. Wave runup, extreme water levels and erosion of properties backing beaches. *J. Coast. Res.* 2001, 17, 407–419.
- [20] Pye, K.; Blott, S.J. Decadal-scale variation in dune erosion and accretion rates: An investigation of the significance of changing storm tide frequency and magnitude on the Sefton coast, UK. *Geomorphology* 2008, 102, 652–666.
- [21] Stockdon, H.F.; Holman, R.A.; Howd, P.A.; Sallenger, A.H. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coast. Eng.* 2006, 53, 573–588.
- [22] Wassing, F. Model Investigation on Wave Run-Up Carried Out in the Netherland during the Past Twenty Years; Amer. Soc. Civil Engrs: Gainesville, FL, USA, 1957; Volume 6, pp. 700–714.
- [23] Hunt, I.A. Design of seawalls and breakwaters. *J. Waterw. Harb. Div.* 1959, 85, 123–152.
- [24] Guza, R.T.; Thornton, E.B. Swash oscillations on a natural beach. *J. Geophys. Res. Ocean.* 1982, 87, 483–491.
- [25] Holman, R.A. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coast. Eng.* 1986, 9, 527–544.
- [26] Longuet-Higgins, M.S.; Stewart, R.W. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to. *J. Fluid Mech.* 1962, 13, 481–504.
- [27] Battjes, J.A. Surf similarity. In Proceedings of the 14th Conference on Coastal Engineering, Copenhagen, Denmark, 24–28 June 1974; pp. 466–480.
- [28] Holman, R.A.; Sallenger, A.H. Setup and swash on a natural beach. *J. Geophys. Res. Ocean* 1985, 90, 945–953.
- [29] Ruessink, B.G.; Kleinhan, M.G.; van den Beukel, P.G.L. Observations of swash under highly dissipative conditions. *J. Geophys. Res.* 1998, 103, 3111–3118.
- [30] Ruggiero, P.; Holman, R.A.; Beach, R.A. Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *J. Geophys. Res. Ocean.* 2004, 109.
- [31] Mase, H. Random Wave Runup Height on Gentle Slope. *J. Waterw. Port Coast. Ocean Eng.* 1989, 115, 649–661.
- [32] Nielsen, P.; Hanslow, D.J. Wave Runup Distributions on Natural Beaches. *J. Coast. Res.* 1991, 7, 1139–1152.
- [33] Cariolet, J.-M.; Suanez, S. Runup estimations on a macrotidal sandy beach. *Coast. Eng.* 2013, 74, 11–18.
- [34] Guilcher, A.; Hallégouët, B. Coastal Dunes in Brittany and Their Management. *J. Coast. Res.* 1991, 7, 517–533.
- [35] Suanez, S.; Cariolet, J.-M.; Fichaut, B. Monitoring of recent morphological changes of the dune of Vougot beach (Brittany, France) using differential GPS. *Shore Beach* 2010, 78, 37–47.
- [36] Suanez, S.; Cariolet, J.-M. L’action des tempêtes sur l’érosion des dunes: Les enseignements de la tempête du 10 mars 2008. *Norois* 2010, 215, 77–99.
- [37] Suanez, S.; Cariolet, J.-M.; Cancouët, R.; Ardhuin, F.; Delacourt, C. Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France). *Geomorphology* 2012, 139–140, 16–33.
- [38] Blaise, E.; Suanez, S.; Stéphan, P.; Fichaut, B.; David, L.; Cuq, V.; Autret, R.; Houron, J.; Rouan, M.; Floc’h, F.; et al. Bilan des tempêtes de l’hiver 2013–2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphol. Relief Process. Environ.* 2015. in press.
- [39] Senechal, N.; Coco, G.; Bryan, K.R.; Holman, R.A. Wave runup during extreme storm conditions. *J. Geophys. Res. Ocean* 2011, 116.
- [40] Rascle, N.; Ardhuin, F. A global wave parameter database for geophysical applications. Part 2: Model validation with improved source term parameterization. *Ocean Model.* 2013, 70, 174–188.
- [41] Roland, A.; Ardhuin, F. On the developments of spectral wave models: Numerics and parameterizations for the coastal ocean. *Ocean Dyn.* 2014, 64, 833–846.
- [42] De Bakker, A.T.M.; Tissier, M.F.S.; Ruessink, B.G. Shoreline dissipation of infragravity waves. *Cont. Shelf Res.* 2014, 72, 73–82.
- [43] Mayer, R.H.; Kriebel, D.L. Wave runup on composite-slope and concave beaches. In Proceedings of the 24th Coastal Engineering Conference, ASCE, Kobe, Japan, 23–28 October 1994; pp. 2325–2339.
- [44] McCallum, E.; Norris, W.J.T. The storms of January and February 1990. *Meteorol. Mag.* 1990, 119, 201–210.

- [45] Betts, N.L.; Orford, J.D.; White, D.; Graham, C.J. Storminess and surges in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic: The synoptic climatology of recent extreme coastal storms. *Mar. Geol.* 2004, 210, 227–246.
- [46] Castelle, B.; Marieu, V.; Bujan, S.; Splinter, K.D.; Robinet, A.; Sénéchal, N.; Ferreira, S. Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 2015, 238, 135–148.
- [47] NOAA’s Climate Prediction Center Home Page. Available online: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov> (accessed on 7 February 2015).
- [48] Masselink, G.; Austin, M.; Scott, T.; Poate, T.; Russell, P. Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology* 2014, 226, 76–93.
- [49] Thomas, T.; Phillips, M.R.; Williams, A.T. Mesoscale evolution of a headland bay: Beach rotation processes. *Geomorphology* 2010, 123, 129–141.
- [50] Thomas, T.; Phillips, M.R.; Williams, A.T.; Jenkins, R.E. Medium timescale beach rotation; gale climate and offshore island influences. *Geomorphology* 2011, 135, 97–107.
- [51] O’Connor, M.C.; Cooper, J.A.G.; Jackson, D.W.T. Decadal Behavior of Tidal Inlet-Associated Beach Systems, Northwest Ireland, in Relation to Climate Forcing. *J. Sediment. Res.* 2011, 81, 38–51.
- [52] Vespremeanu-Stroe, A.; Constantinescu, S.; Tatui, F.; Giosan, L. Multi-decadal Evolution and North Atlantic Oscillation Influences on the Dynamics of the Danube Delta Shoreline. *J. Coast. Res.* 2007, 2007, 157–162.
- [53] Montreuil, A.-L.; Bullard, J.E. A 150-year record of coastline dynamics within a sediment cell: Eastern England. *Geomorphology* 2012, 179, 168–185.