



Détermination de la limite externe du prisme sédimentaire littoral en Bretagne occidentale

Déborah BELLENEY¹, Alain HENAFF¹, Pascal LE ROY²,
Nicolas LE DANTEC^{2,3}

1. Institut Universitaire Européen de la Mer, Geomer - UMR 6554 LETG, 29280 Plouzané, France.
Deborah.belleney@univ-brest.fr
2. Institut Universitaire Européen de la Mer, UMR 6538 GEO-OCEAN, 29280 Plouzané, France.
3. Institut Universitaire Européen de la Mer, UMS 3113, 29280 Plouzané, France.

Résumé :

Les transferts sédimentaires qui, au sein des accumulations littorales, opèrent entre la plage et la profondeur de fermeture sur la plateforme continentale interne, constituent une des causes clairement identifiées des évolutions des littoraux sableux aux échelles temporelles saisonnière à pluri-décennale. Ils conditionnent également les évolutions futures des littoraux. Cependant, si cet espace de mobilité sédimentaire de l'avant-côte est parfois intégré dans les réflexions sur les évolutions du budget sédimentaire (exemple : BARNARD *et al.*, 2013), sa prise en compte pour la gestion des littoraux et des risques côtiers d'érosion et de submersion reste fortement limitée faute de validation des concepts théoriques. Ce travail vise à déterminer différentes profondeurs de fermeture théoriques marquant l'extension des échanges sédimentaires d'avant-côte et par là même du prisme littoral. L'utilisation des bases de données de houles, de marée et sédimentaire, permet une approche cartographique originale des profondeurs de fermeture sur la base des formulations d'HALLERMEIER (1978 et 1981) et de SOULSBY (1997). Les premiers résultats laissent apparaître une spatialisation régionale de la profondeur de fermeture suivant l'exposition des trois façades, nord, ouest et sud, aux différents régimes de houles. La prise en compte du cisaillement généré par les courants de marée déplace largement vers le large la zone potentielle de transport sédimentaire à des profondeurs supérieures à -50 m et même probablement au-delà de la zone étudiée. Cela montre une interconnexion des cellules hydro-sédimentaires en période hydrodynamique extrême. Les profondeurs de fermeture théoriques comparées aux évolutions morpho-dynamiques par des observations de terrain montrent de bonnes corrélations. Ces résultats permettront à terme une application concrète dans la gestion des stocks sédimentaires d'avant-côte.

Mots-clés :

Profondeur de fermeture, évolution morpho-dynamique, avant-côte, forçages hydrodynamiques, prisme côtier, acquisitions géophysiques.

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

1. Introduction

L'évolution et le fonctionnement des accumulations littorales sont fortement dépendants des transferts sédimentaires long-shore et cross-shore qui opèrent au sein des cellules littorales (KOMAR, 1996 ; PINOT 1998 ; HEQUETTE & AERNOUITS, 2010 ; AAGAARD, 2011 ; HENAFF *et al.*, 2015). Ces cellules s'étendent vers le large jusqu'à la profondeur de fermeture (Depth of Closure ou DoC). Considérée comme une frontière morpho-sédimentaire séparant une région active vers la terre et une région plus inactive vers la mer, la profondeur de fermeture marque ainsi la base du prisme littoral. Connaître sa position est essentielle car elle permet de déterminer le budget sédimentaire côtier à long terme (ALLEN, 1968; BARNARD *et al.*, 2013). Cette étude propose d'examiner la profondeur de fermeture théorique autour de la Bretagne occidentale à partir de trois formulations empiriques différentes (voir figure 1) : les profondeurs de fermeture (Depth of Closure) - DoC1 et DoC2 - calculées à partir des formulations d'HALLERMEIER (1978, 1981) utilisant les données de houle (hauteur et période) et les données granulométriques, la profondeur limite des transports significatifs sur le fond (Depth of Transport) - DoT - mesurée à partir des vitesses de frottement combinées houle et marée (SOULSBY, 1997 ; VALIENTE *et al.*, 2019).

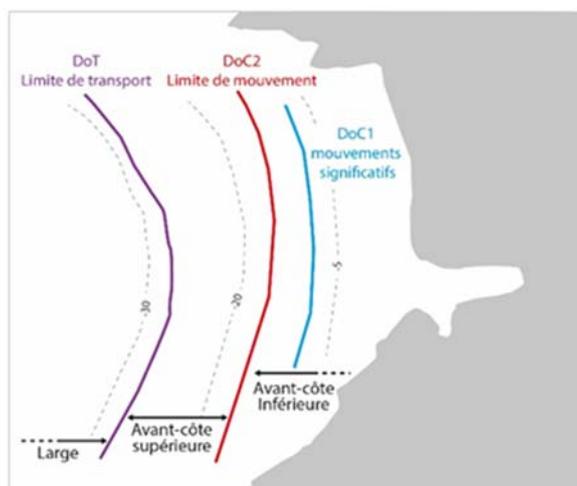


Figure 1. Représentation schématique du positionnement des différentes profondeurs de fermeture de l'avant-côte (d'après VALIENTE *et al.*, 2019 et HAMON-KERIVEL *et al.*, 2020).

2. Formulation et méthodologie

La DoC1 est considérée comme la limite externe de l'enveloppe du profil de plage et d'avant-côte (shoreface) en équilibre, enregistrant des variations sédimentaires aux échelles saisonnière et annuelle (voir figure 1) (HAMON-KERIVEL *et al.*, 2020). Elle est calculée à partir de la formulation d'HALLERMEIER (1978) :

$$DoC1 = 2.28 He - 68.5 \left(\frac{He^2}{gTe^2} \right) \quad (1)$$

où : $DoC1$ est la limite morphologique significative, He (m) la hauteur significative des houles extrêmes ne dépassant pas 12 h/an, Te (s) la période associée à la houle significative ne dépassant pas 12 h/an et g (m/s²) l'accélération de la pesanteur. Les valeurs des houles significatives et des périodes associées sont moyennées sur une période de 23 ans, de 1994 à 2016.

La $DoC2$ est considérée comme la limite interne de l'avant-côte correspondant à la fin des mouvements sédimentaires (limite shoreface supérieur/inférieur). Elle inclut les paramètres des houles significatives annuelles et la taille granulométrique et correspond à une temporalité plus longue (10²-10³ ans). Elle est calculée à partir de la formulation d'HALLERMEIER (1981) :

$$DoC2 = (Hs - 0.3\sigma_s)Ts \left(\frac{g}{5000D_{50}} \right)^{0.5} \quad (2)$$

où : Hs (m) la hauteur significative des houles annuelles, σ_s l'écart type associé à la hauteur significative des houles annuelles, Ts (s) la période moyenne associée à la hauteur significative des houles annuelles et $D50$ (m) la médiane granulométrique.

La limite de transport (DoT) correspond à l'activité maximale sur le fond en conditions extrêmes (VALIENTE *et al.*, 2019). Elle prend en compte les courants de marée, éléments essentiels en contexte de plateforme continentale interne de type macrotidal, à l'instar de la Bretagne occidentale. La DoT correspond théoriquement à la limite externe de l'avant-côte où les variations sédimentaires évoluent à des échelles décennale à millénaire (voir figure 1). La DoT correspond à la position où les conditions hydrodynamiques induisent des contraintes de cisaillement maximales, telles que données par la formulation de SOULSBY(1997), égales à la contrainte critique de transition en lit plan supérieur (c'est-à-dire $\theta_{cr} = 1$) (VALIENTE *et al.*, 2019). On peut aussi utiliser la même expression de la DoT pour représenter la limite interne du transport sédimentaire, ce qui correspond à la position où les conditions hydrodynamiques induisent des contraintes de cisaillement maximales égales à la contrainte critique d'initiation du mouvement des particules (c'est-à-dire, $\theta_{cr} = 0.048$ pour des particules de sables) (VALIENTE *et al.*, 2019).

La contrainte (critique) dépend du nombre de Shields (critique) correspondant et est définie comme suit :

$$\theta_{(cr)} = \frac{\tau_{(cr)}}{g(\rho_s - \rho)D_{50}} \quad (3)$$

où : $\theta_{(cr)}$ le nombre adimensionnel de Shields (critique), $\tau_{(cr)}$ (N/m) la contrainte (critique), ρ_s (2650 Kg/m²) la densité du sédiment, ρ (1025 Kg/m²) la densité de l'eau de mer.

La contrainte maximale (τ_{max}) est calculée par l'addition vectorielle des contraintes moyennes (τ_m) et de la houle (τ_w) suivant les formulations de SOULSBY (1997) :

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

$$\tau_m = \tau_t \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_t + \tau_w} \right)^{3.2} \right] \quad (4)$$

où : τ_m (N/m²) la contrainte moyenne sous l'action de la houle et du courant, τ_t (N/m²) la contrainte des courants de marée, τ_w (N/m²) la contrainte de cisaillement sur le fond.

$$\tau_{max} = [(\tau_m + \tau_w |\cos \emptyset|)^2 + (\tau_w |\sin \emptyset|)^2]^{1/2} \quad (5)$$

où : τ_{max} (N/m²) la contrainte maximum sous l'action de la houle et du courant, \emptyset l'angle entre le courant et la direction de propagation de la houle.

Les conditions de cisaillement extrêmes sur le fond sont approchées en calculant la DoT à partir des paramètres des houles significatives ne dépassant pas 12 h sur le mois tempétueux de février 2014 et à partir des courants de marée maximums durant un cycle tidal, en période de vive eau, le 1^{er} février 2014.

Les calculs des différentes profondeurs de fermeture utilisent les paramètres de houle, de courant de marée et de granulométrie. Trois bases de données sont utilisées pour obtenir ces différents paramètres (voir figure 2) : 1) la base de données HOMERE (BOUDIERE *et al.*, 2013) avec le modèle WAVEWATCH III® (WW3); 2) la base MARS-3D (LAZURE & DUMAS, 2008) pour les paramètres de la marée en période de vive eau (coefficient 95); 3) la base de nature des fonds (5 classes) EMODNet (European Marine Observation and Data Network initiated, European Commission, 2009). À chaque classe de nature des fonds est associée une moyenne granulométrique (D50). Toutes les données de profondeurs de fermetures sont exprimées en mètre par rapport au zéro hydrographique des cartes marines.

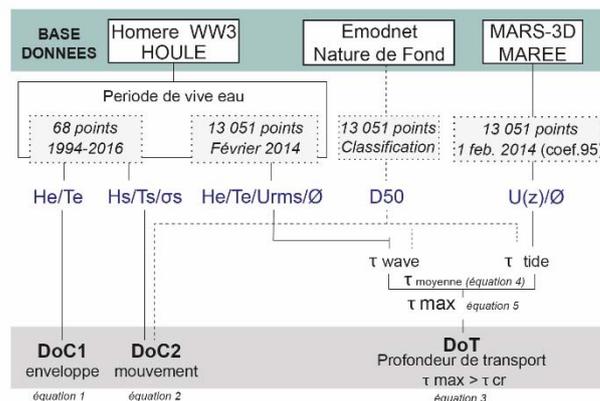


Figure 2. Schéma du mode de calculs des profondeurs de fermeture (DoC1 et DoC2) et de transport (DoT) à partir des bases de données hydrodynamiques et sédimentaires. U_{rms} et $U(z)$, les vitesses de frottement respectivement dues à la houle et à la marée.

3. Site d'étude

La Bretagne occidentale est bordée au nord par la Manche, à l'ouest par la Mer d'Iroise et au sud par le Golfe de Gascogne. Ce littoral présente une diversité de côtes

d'accumulations d'extension limitée (baies, anses, rades) entre des côtes d'ablation (falaises meubles et rocheuses, promontoires et pointes plus ou moins saillantes) souvent associées à une avant-côte à écueils et îles (voir figure 3). Au large, la plateforme comprend des bancs sableux de sillages et des dunes sableuses, dont le banc du Four, les dunes de la Helle et le banc du raz de Sein (voir figure 3). Le socle rocheux affleure largement sur la plateforme jusqu'à plus de 80 m de profondeur à une distance de plusieurs dizaines de kilomètres du littoral. Il est recouvert d'un prisme littoral actuel principalement constitué de sables fins à grossiers (principalement biogènes) issus de la remobilisation des dépôts sédimentaires sous-marins lors de la dernière transgression flandrienne et de l'accumulation des produits de l'érosion des falaises côtières rocheuses.

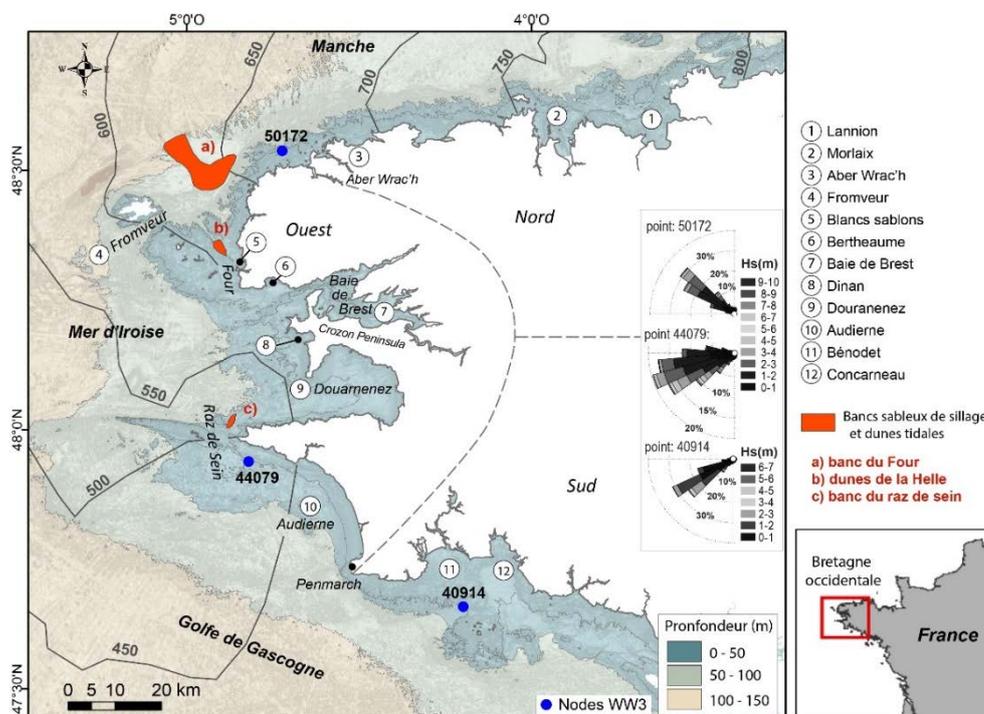


Figure 3. Cartographie de la zone d'étude. Les roses de houles représentent la direction et les hauteurs de Hs moyennes de la période 1994-2016. Les données proviennent de la base HOMERE pour les trois points bleus sur la carte. Les traits noirs représentent les lignes d'iso-marnage pour un coefficient de 95 (vive-eau) (SHOM -Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). Les numéros de (1) à (12) correspondent à la localisation de sites d'étude spécifiques.

La morphologie actuelle est façonnée par les processus hydrodynamiques engendrés par la houle et la marée de type macrotidal. Les marnages varient entre 450 cm et 800 cm de la façade sud à la façade nord (voir figure 3). Les courants de surface peuvent atteindre une vitesse maximum de 4,2 m/s dans la passe du Fromveur, mais ils restent, en moyenne, inférieurs à 0,5 m/s sur l'ensemble du plateau interne (profondeurs < 30 m) et inférieurs à 0,25 m/s dans le fond des anses (DATA-SHOM-<https://data.shom.fr>). Trois

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

climatologies de houles sont identifiées suivant l'exposition de chaque façade (voir figure 3) : 1) sur la façade septentrionale, la houle est orientée au nord-ouest avec une hauteur significative (Hs) moyenne est de 1,5 m atteignant un maximum de 9,2 m ; 2) sur la façade occidentale, la houle provient de l'ouest-sud-ouest, avec une hauteur significative moyenne de 1,5 m et un maximum de 9,5 m ; 3) sur la façade méridionale, la houle provient de l'ouest-sud-ouest ; sa hauteur (Hs) est en moyenne de 0,8 m avec un maximum de 6,8 m (sur 23 ans) (Base HOMERE de 1994 à 2016 ; <https://marc.ifremer.fr>).

4. Résultats

Au nord et au sud, respectivement pour les sites de Lannion, Morlaix, Bénodet et Concarneau, la profondeur des changements morphologiques significatifs (DoC1) se situe à -6 m de profondeur (voir tableau 1). Le site de l'Aber Wrac'h, au nord-ouest, enregistre une profondeur élevée de -11 m. Sur la façade ouest, les profondeurs limites de changements morphologiques significatifs sont légèrement plus élevées et comprises entre -9 m et -10 m de profondeur. La même tendance est observée pour la limite des mouvements sédimentaires (DoC2) avec des profondeurs comprises entre -21 m et -30 m au nord et au sud de la Bretagne occidentale. À l'inverse, le long de la façade ouest, les profondeurs sont plus élevées et comprises entre -30 m et -45 m (voir tableau 1). Les variations observées dans les profondeurs de DoC1 et DoC2 montrent clairement une distribution spatiale rapportée aux façades nord, ouest ou sud de la Bretagne occidentale et sont corrélables aux différentes expositions aux houles.

Tableau 1. Données de DoC1, DoC2 et DoT obtenues pour 8 sites d'études répartis le long de la façade de la Bretagne occidentale (voir figure 2 pour la localisation).

<i>Sites</i>	<i>Localisation</i>	<i>DoC1 (m)</i>	<i>DoC2 (m)</i>	<i>DoT (m)</i>
<i>Lannion</i>	<i>Nord</i>	-6	-30	-34
<i>Morlaix</i>	<i>Nord</i>	-6	-30	>-80
<i>Aber Wrac'h</i>	<i>Nord</i>	-11	-37	>-100
<i>Blancs Sablons</i>	<i>Ouest</i>	-10	-30	>-100
<i>Anse de Dinan</i>	<i>Ouest</i>	-9	-35	-42
<i>Audierne</i>	<i>Ouest</i>	-10	-45	>-95
<i>Bénodet</i>	<i>Sud</i>	-6	-28	>-95
<i>Concarneau</i>	<i>Sud</i>	-7	-21	>-90

Les profondeurs de transport (DoT) sont largement supérieures à celles de la DoC1 et DoC2 (voir tableau 1). Les contraintes maximales (voir figure 4) sont fortes autour des caps et des îles (5,1 N/m² à 30 N/m²), à l'approche du littoral et dans les baies de Bertheaume (6), de Dinan (8), d'Audierne (10) et de Morlaix (2). Dans la rade de Brest (7), la baie de Douarnenez (9) et celle de Concarneau (12), les contraintes de cisaillement

sont inférieures à $2,5 \text{ N/m}^2$. Ainsi, la combinaison houle et marée, induit une augmentation des contraintes de cisaillement maximales au nord et minimales au sud. La comparaison entre les contraintes de cisaillement maximales et les différents seuils de contraintes critiques permet d'identifier les aires : i) sans mouvement sédimentaire ; ii) avec transport et accumulation ; iii) avec transport sans accumulation. Pour les particules grossières ($D_{50} = 2 \text{ mm}$), les contraintes de cisaillement maximales permettent un transport et une accumulation sur une grande partie de la zone d'étude (voir figure 4). En revanche, les contraintes ne sont pas assez élevées dans les baies de Brest (7), de Douarnenez (9) et de Concarneau (12), ainsi que dans une bonne partie de la zone sud pour initier le mouvement des particules grossières.

Les grandes profondeurs de fermeture obtenues par le calcul de la DoT, montrant de possibles accumulations de sédiments grossiers très au large, sont vérifiées par la présence des bancs sableux (Le Four et le Raz de Sein) et des dunes sous-marines mobiles (la Helle) en accumulation sur la plateforme continentale (voir figure 3). Ces structures, observées dans l'aire de transport et d'accumulation calculée à travers la DoT, ne sont pas englobées par la limite des mouvements sédimentaires (DoC2) calculée à partir des données de vagues. La limite DoC2 est ainsi plus limitante et moins représentative des mouvements sédimentaires sur le temps long.

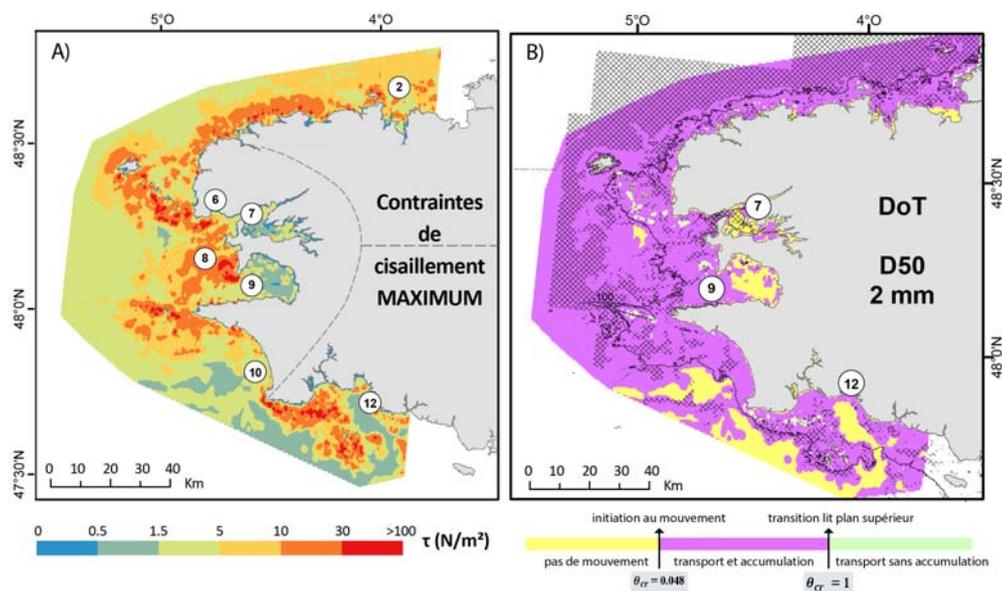


Figure 4. A) Contraintes de cisaillement maximales combinées houle et marée. Les lignes grises représentent les limites des façades nord/ouest/sud. Les nombres correspondent aux noms des sites. B) Aires de mobilité des particules de 2 mm. Le quadrillage gris représente la présence de sédiment pour la correspondante.

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

5. Conclusion

Cette étude compare différents modes de calcul de la profondeur de fermeture à partir des paramètres des vagues et à partir des contraintes de frottement sur le fond (houle et marée). L'utilisation des bases de données océanographiques et sédimentaires permet d'aboutir à une représentation régionale de l'extension sous-marine théorique du littoral. Les profondeurs de fermeture mettent en avant une variabilité spatiale importante (du simple au double) selon l'exposition du prisme littoral aux houles atlantiques. L'expression morphogène saisonnière du prisme littoral apparaît peu profonde (-6 m à -1 m) en regard de la limite théorique de l'avant-côte supérieure (-21 m à -45 m). Cette étude montre, par ailleurs, qu'en Bretagne occidentale, la limite théorique du transport significatif sur le fond (DoT) en période de conditions extrêmes (vive-eau et tempête) peut s'étendre jusqu'à des profondeurs de plus de 100 m repoussant vers le large les limites théoriques du littoral. Ainsi aux échelles décennales et millénaires, des transits sédimentaires sont possibles entre cellules littorales séparées par un cap ou un platier rocheux. Les profondeurs de transports significatifs (DoT) ont été calculées à partir des paramètres de houle et de marée en période extrême. Il serait intéressant de compléter cette étude par la détermination de la DoT en période de conditions météorologiques moyennes annuelles ou saisonnières. Ces résultats permettront d'améliorer nos connaissances des transits sédimentaires littoraux entrant dans l'estimation du budget sédimentaire. Cela permettra à terme d'aider les collectivités territoriales dans leur gestion des problématiques d'érosion côtière.

6. Références bibliographiques

- AAGAARD T. (2011). *Sediment transfer from beach to shoreface: The sediment budget of an accreting beach on the Danish North Sea Coast*. *Geomorphology*, Vol. 135, pp 143–157. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.012>
- ALLEN J.R.L. (1968). *The Nature and Origin of Bed-Form Hierarchies*. *Sedimentology*, Vol.10, pp 161–182. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb01110.x>
- BARNARD P.L., SCHOELLHAMER D.H., JAFFE B.E., MCKEE L.J. (2013). *Sediment transport in the San Francisco Bay Coastal System: An overview*. *Marine Geology*, Vol. 345, pp 3–17. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.04.005>
- BOUDIERE E., MAISONDIEU C., ARDHUIN F., ACCENSI M., PINEAU-GUILLOU L., LEPESQUEUR J. (2013). *A suitable metocean hindcast database for the design of Marine energy converters*. *International Journal of Marine Energy, Special Issue - EWTEC2013*, Vol. 3, pp 40–52. <https://doi.org/10.1016/j.ijome.2013.11.010>
- HALLERMEIER R.J. (1978). *Uses for a Calculated Limit Depth to Beach Erosion*. *Coastal Engineering Proceedings*, Vol. 16, pp 88–88. <https://doi.org/10.1061/9780872621909.090>
- HALLERMEIER R.J. (1981). *A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate*. *Coastal engineering* Vol. 4, pp 253–277. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8)

- HAMON-KERIVEL K., COOPER A., JACKSON D., SEDRATI M., GUISSADO PINTADO E. (2020). *Shoreface mesoscale morphodynamics: A review*. Earth-Science Reviews, Vol. 209, pp 103330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103330>
- HENAFF A., LAGEAT Y., HALLEGOUËT B., JABBAR M., DELLIYOU N., DIARD M. (2015). *Évolutions des accumulations littorales et relations avec les dynamiques d'avant-plage dans l'archipel des Glénan (Sud-Finistère, France)*. Géomorphologie : relief, processus, environnement, Vol. 21, pp 359–384. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11195>
- HEQUETTE A., AERNOUITS D. (2010). *The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, northern France*. Continental Shelf Research, Vol. 30, pp 1349–1361. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.04.017>
- KOMAR P.D. (1996). *Tidal-Inlet Processes and Morphology Related to the Transport of Sediments*. Journal of Coastal Research, Special Issue - Vol. 23, pp 23–45. <https://www.jstor.org/stable/25736067>
- LAZURE P., DUMAS F. (2008). *An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS)*. Advances in Water Resources, Vol. 31, pp 233–250. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.06.010>
- PINOT J.P. (1998). *La gestion du littoral. Tome 1 : Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*. Institut Océanographique, Paris, 399 p. ISBN-13 : 978-2903581206
- SOULSBY R. (1997). *Contents and Preliminary Pages, in: Dynamics of Marine Sands*. Thomas Telford Publishing. <https://doi.org/10.1680/doms.25844.fm>
- VALIENTE N.G., MASSELINK G., SCOTT T., CONLEY D., MCCARROLL R.J. (2019). *Role of waves and tides on depth of closure and potential for headland bypassing*. Marine Geology, Vol. 407, pp 60–75. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.10.009>

Thème 2 – Dynamique sédimentaire