



Transformation des vagues et processus de dissipation sur une côte rocheuse : premiers résultats issus de la campagne de terrain RiCoRé

Loës LE GOFF LE GOURRIEREC^{1,3}, Héloïse MICHAUD^{1,3}, Damien SOUS^{2,3,4}, Solène DEALBERA^{2,3}, Frédéric BOUCHETTE^{3,5}, Xavier BERTIN⁶, Patrick MARSALEIX^{3,8}, Léo SEYFRIED¹, Laurent LEBALLEUR¹, Yann KRIEN¹, Samuel MEULÉ^{3,5,7}, Laura LAVAUD⁶, Audrey PASQUET¹, Laurie BISCARA¹, Fabien BROSSE¹, SHOM team

1. Shom, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31100 Toulouse, France.
loes.lglg@hotmail.fr; heloise.michaud@shom.fr
2. Université de Pau et des Pays de l'Adour, E2S-UPPA, SIAME, 64600 Anglet, France.
3. GLADYS, Route de Carnon, 30200 Le Grau-du Roi, France.
4. MIO, Université de Toulon, Bâtiment F, 83130 La Garde, France
5. Geosciences-M, Université de Montpellier, CNRS, Montpellier, France.
frederic.bouchette@umontpellier.fr
6. LIENSs, 2 Rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France.
7. Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, CEREGE, Aix-en-Provence, France.
8. LEGOS, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

Résumé :

La compréhension des processus à l'origine des submersions marines est essentielle dans un contexte de changement global avéré, notamment lorsque ces mécanismes sont stratégiques pour l'accompagnement des politiques publiques et la prévision opérationnelle. Alors que les environnements sableux font l'objet de nombreuses études, les plages rocheuses restent relativement peu regardées. Une campagne de mesure hydrodynamique (RiCoRé) très dense a été réalisée pendant l'hiver 2020-2021 sur une plage rocheuse de l'île de Ré (France), et en particulier 17 capteurs de pression ont été installés sur un transect cross-shore pendant une semaine. Les données permettent d'observer la transformation du spectre d'état de mer et de comprendre les mécanismes d'atténuation des vagues sur fond complexe, ainsi que leurs répercussions sur l'évolution du niveau moyen à l'approche de la plage. Ainsi, alors que la réfraction et la réflexion sont des processus pratiquement négligeables, le déferlement et la friction sur le fond sont prédominants. Ces deux processus dissipatifs varient en intensité en fonction de la variation tidale du niveau moyen de la mer, du forçage au large par les vagues, de l'étalement du spectre de vague ou encore de la micro-géométrie des fonds marins (étudié à l'aide d'un profil microtopographique). A marée basse le frottement sur le fond est maximal alors que le déferlement s'effectue principalement en amont du platier. A

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

contrario, à marée haute la dissipation due au frottement diminue alors que trois zones de déferlement sont identifiables le long du transect.

Mots-clés : Vagues, Mesures, Fond rocheux, Dissipation, Frottement.

1. Introduction

Comprendre finement les processus à l'origine des submersions marines est essentiel et stratégique pour l'accompagnement des politiques publiques et la prévision opérationnelle, notamment dans un contexte de changement global avéré. De l'échelle régionale à locale, la marée, les surcotes et les états de mer interagissent en fonction de la configuration du fond marin, de la pente de la plage, de la sédimentologie et d'autres forçages externes. Ces processus induisent des variations du niveau marin à différentes échelles temporelles dont la compréhension est seulement partielle. Alors que l'hydrodynamique sur les plages sableuses a fait l'objet de nombreuses études, les processus physiques contrôlant la transformation des vagues sur les plages rocheuses restent peu étudiés alors que ces systèmes rocheux représentent environ 52% des côtes françaises et des littoraux mondiaux, (YOUNG & CARILLI, 2019). Depuis plusieurs années, certains travaux théoriques s'orientent sur la représentativité de l'hydrodynamique sur des fonds complexes (roches, barrière récifale, coraux, fonds végétalisés), en combinant modélisation numérique et observations de terrain, en regardant les estimateurs quantitatifs des propriétés du fond (topographie, submersion, rugosité, caractéristiques biométriques d'un herbier) (SOUS *et al.*, 2019, 2020 ; LAVAUD *et al.*, 2022). En parallèle, et afin d'améliorer ses capacités de modélisation, le Shom a entrepris une campagne de mesure in situ océanographique et bathymétrique pendant l'hiver 2020-2021 sur le platier rocheux macro-tidal d'Ars-en-Ré, fortement exposé aux vagues. Cette campagne a été réalisée dans le cadre du projet HOMONIM (Historique, Observation, MOdélisation des Niveaux Marins) visant à améliorer les modèles opérationnels du dispositif Vigilance Vagues et Submersions opéré chez Météo-France. L'équipe GLADYS et des chercheurs du LIENSs ont complété cette campagne d'une quarantaine d'instruments sur un transect sur une semaine pour étudier, à une résolution très fine, l'hydrodynamique et la topographie sur ce type d'environnement.

L'objectif de ce papier est de répondre aux questions suivantes : quels processus contrôlent la transformation des vagues sur ce platier rocheux ? Comment ces processus évoluent-ils avec les forçages au large et peuvent-ils être reliés à la micro-géométrie des fonds marins ? Dans la suite de cet article, nous présentons la campagne RiCoRé, le traitement des données et la méthodologie. Nous étudions la contribution des différents processus dans la transformation des vagues et regardons, en particulier, la corrélation entre la dissipation par frottement et les forçages physiques ainsi que la géométrie du fond.

2. Présentation des données acquises

2.1 Site d'étude

Le site d'étude se situe le long de la côte Nord-Ouest de l'île de Ré, dans la commune d'Ars en Ré (figure 1). Il est soumis à un régime de marée semi-diurne avec un marnage maximal autour de 5.7 m le long de la côte. Les instruments utilisés pour cette étude sont pour l'essentiel positionnés sur un transect perpendiculaire à la plage et couvrant le platier rocheux (figure 2) de pente $\sim 1:300$ pouvant aller jusqu'à $1:1000$ entre G01 et G12.

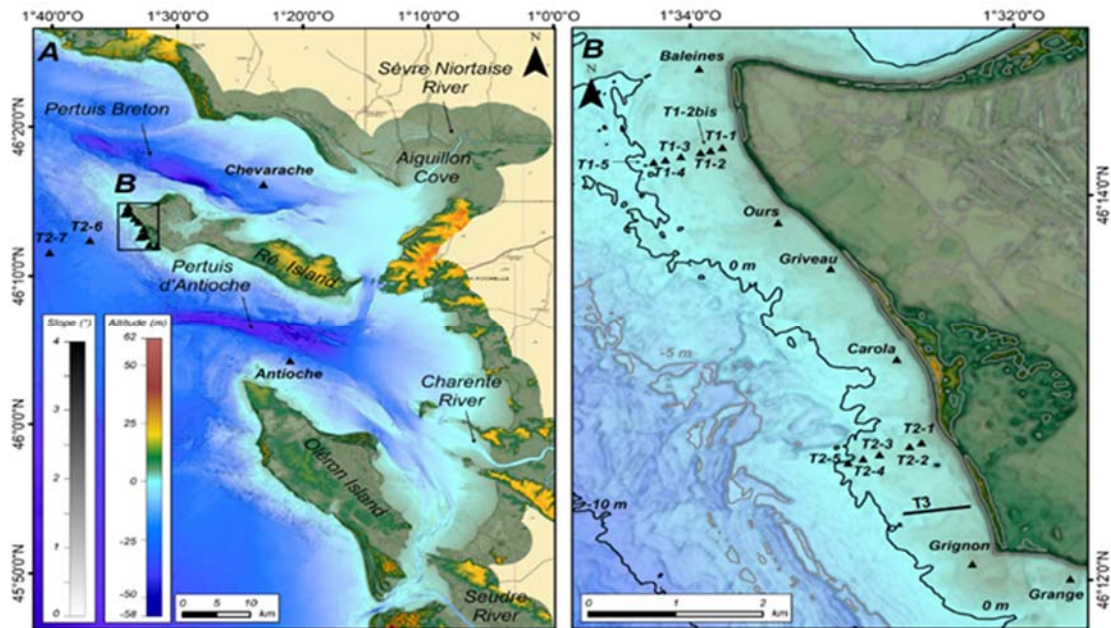


Figure 1. Zoom sur la zone d'étude et positions des appareils de mesure (triangles noirs).

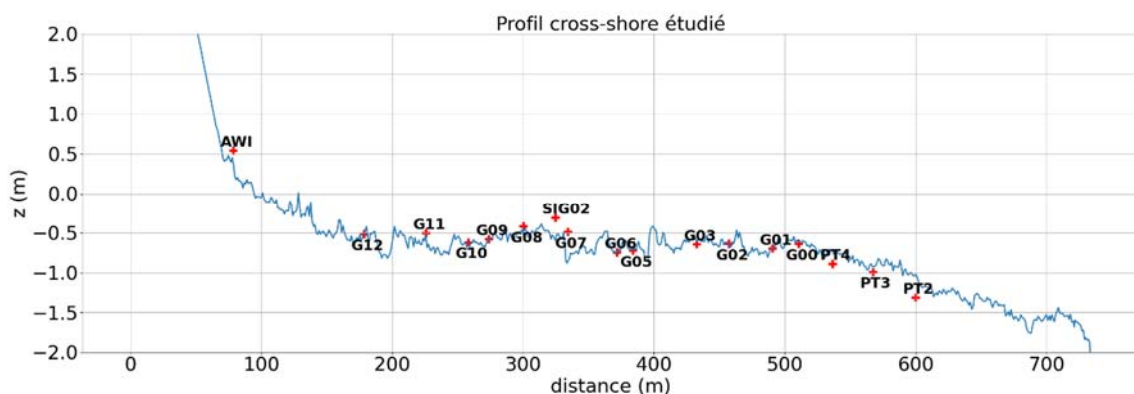


Figure 2. Profil de la zone d'étude au niveau des instruments de mesures.

2.2 Instrumentation

Une quarantaine d'instruments, incluant courantomètres profileurs et ponctuels, marégraphes, bouées houlographes et pressiomètres, ont été déployés sur les transects

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

cross-shores T1 et T2 visibles en figure 1 entre fin août 2020 et fin mai 2021. Du 11 au 15 janvier 2021, un troisième transect T3 (figure 2) plus au sud a été densément instrumenté avec 20 pressiomètres (12 RBR virtuoso³ à 8Hz, 3 RBR solo³ à 2Hz et 5 OSSI WaveGauge à 10Hz), 2 courantomètres profileur (Nortek, Signature 1000 et Nortek, Aquadopp Profiler 2 MHz) et 3 courantomètres ponctuels (Nortek, Vector). Dans cette étude, on s'intéresse uniquement aux données des pressiomètres. Tous les appareils ont mesuré en continu et le RBR G04 n'a fourni aucune donnée. Au large en T2-6 par 14 m de fond, une bouée Datawell a mesuré le spectre des vagues.

2.3 Conditions météorologiques

Le site de déploiement a été choisi pour son platier rocheux rugueux bien exprimé, son orientation avec des houles arrivant en moyenne perpendiculairement au trait de côte, et pour sa bonne exposition à des conditions énergétiques avec au large des hauteurs maximales moyennes ($\langle H_{\max} \rangle$) de 2.8 m et des périodes de pic associées allant de 5 à 15 s. Les vents sont principalement d'ouest avec des vitesses variant de 5 à 15 m/s.

3. Traitement des données et méthodes

Les pressions mesurées à chaque capteur ont été étalonnées et corrigées (pression atmosphérique, gain, dérive) avant analyse en vérifiant la cohérence des séries temporelles (pression mesurée nulle lorsque le capteur est découvert, pas de saut brusque dans les mesures, cohérence d'un capteur à l'autre). Ces données ont été découpées en burst de 40 min avec un recouvrement de 50 %.

3.1 Reconstruction de la surface libre

La reconstruction de la surface libre a été réalisée en suivant la théorie linéaire, adaptée aux conditions observées pendant cette période (d'après le calcul du terme de shallowness (MOURAGUES *et al.*, 2019), non montré), d'autant plus que qu'on ne s'intéresse pas à la partie haute fréquence du spectre. La résolution de la relation de dispersion pour le calcul du coefficient de correction linéaire a été réalisée en considérant l'expression explicite de GUO (2002). L'analyse spectrale (figure 3) a permis de définir une fréquence de coupure haute de 0.4 Hz (2,5 s) et une séparation des bandes d'ondes infragravitaires et gravitaires à 0.035 Hz (28,6 s) pour toute la semaine d'étude. En effet nous étudions ici l'énergie contenue dans la bande gravitaire et le choix d'une fréquence de séparation adaptative en fonction du spectre forçant le transect, bien que plus rigoureux, ne modifie que très peu les résultats, les variations d'énergie contenue dans la bande gravitaire en fonction de cette fréquence étant négligeables.

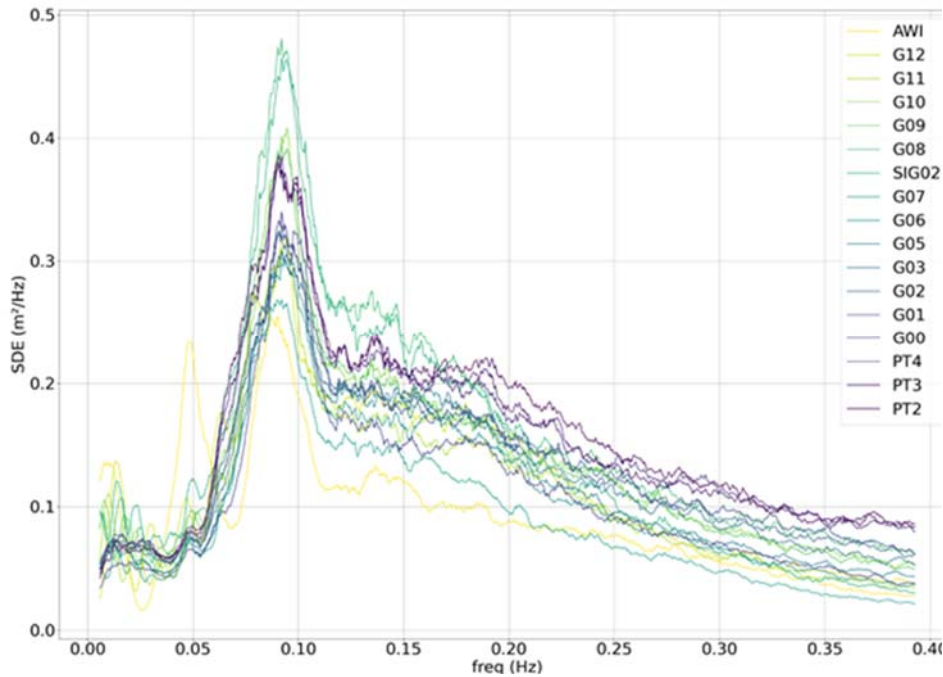


Figure 3. Spectre moyenné sur la durée de la campagne pour chaque instrument du transect T3 (AWI étant l'instrument le plus près de la plage et PT2 celui le plus au large).

3.2 Processus contrôlant la transformation

La transformation des vagues sur le platier est décrite par l'équation d'action (équation 1) qui d'un côté quantifie les variations de flux d'énergie dans les domaines temporel, spatial, directionnel et fréquentiel, et de l'autre fait intervenir les termes sources liés à la génération et croissance des vagues, les termes puits liés aux processus dissipatifs et les termes liés à la redistribution de l'énergie entre fréquence.

$$\frac{\delta A}{\delta t} + \frac{\delta C_{gx} \cdot A}{\delta x} + \frac{\delta C_{gy} \cdot A}{\delta y} + \frac{\delta C_{g\theta} \cdot A}{\delta \theta} + \frac{\delta C_{g\sigma} \cdot A}{\delta \sigma} = -\frac{D_w + D_f + D_v + D_{av} + D_{nl}}{\sigma} \quad (1)$$

avec A l'action des vagues, σ la fréquence intrinsèque des vagues, C_g la vitesse de groupe, D_w la dissipation due au déferlement, D_f la dissipation due au frottement, D_v la dissipation due à la végétation, D_{av} la croissance due à l'action du vent et D_{nl} les interactions non linéaires. L'orientation de la zone d'étude, l'angle d'incidence des vagues et l'analyse sur des bursts moyennés de 40 min permettent de faire l'hypothèse d'une situation stationnaire, unidirectionnelle (les évolutions spatiales et temporelles des différents termes de l'équation 1 ne sont affectées par aucun mécanisme dépendant de l'angle des vagues) et modifiée uniquement par les processus de réflexion, déferlement et frottement (équation 2) en première approximation.

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

$$\frac{\delta C_g \cdot E}{\delta x} = -(D_w + D_f) \quad (2)$$

avec $E=A/\sigma$ l'énergie intégrée sur le spectre.

4. Résultats

4.1 Vue d'ensemble

Les différents paramètres caractérisant les vagues ont été calculés pour caractériser la dissipation des vagues qui s'avère être régulière le long du transect (figure 4). En premier ordre on néglige les transferts s'effectuant entre la bande infragravitaire et la bande gravitaire qui ne sont pas dominants face à la dissipation. Nous observons en figure 4, que les spectres conservent leur allure générale mis à part le capteur AWI situé très haut sur l'estran et qui ne sera pas pris en compte dans la suite de l'analyse. Travaillant uniquement sur le spectre intégré de la bande gravitaire, nous ne regardons pas les transferts internes à chaque bande d'onde.

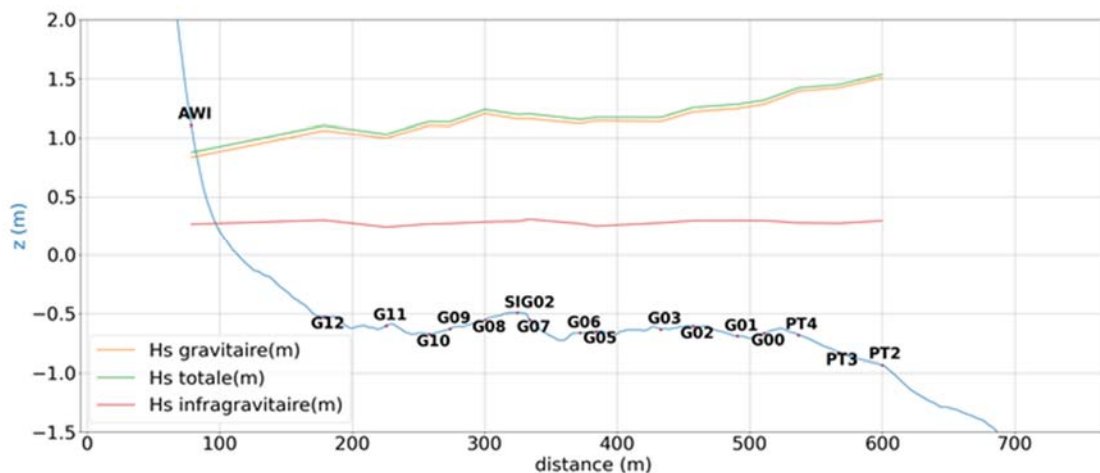


Figure 4. Hauteur significative en fonction de la distance le long du transect, à 15h20 le 14 janvier 2021.

4.2 La réflexion

La contribution de la réflexion est estimée à partir de la méthode à trois sondes décrite par REY *et al.*, (2002) et par DREVAR *et al.*, (2009). Réalisée à différents endroits du profil, cette analyse montre que l'énergie réfléchie est négligeable face à l'énergie incidente ; les données analysées ne sont donc pas corrigées de la réflexion en première approximation. Dans un second temps, nous prévoyons de soustraire le spectre des vagues réfléchies afin de réduire l'incertitude sur nos résultats.

4.3 Le déferlement

Afin d'étudier le déferlement, l'évolution temporelle et spatiale du critère de Miche γ , est comparé aux valeurs plateaux atteintes pour chaque capteur à marée haute mais également à la valeur seuil 0,32 décrite par GUERIN *et al.*, (2018) sur une plage avec une pente similaire. Le dépassement de la valeur seuil suggère la présence de déferlement. Cela permet de caractériser trois zones possibles de déferlement (figure 5) situées autour des capteurs G00, G08 et AWI. Ces représentations mettent en évidence les périodes où les vagues peuvent déferler et celles sans déferlement (figure 5). En effet le critère de Miche dépendant directement du forçage au large et du niveau d'eau varie au fil des marées.

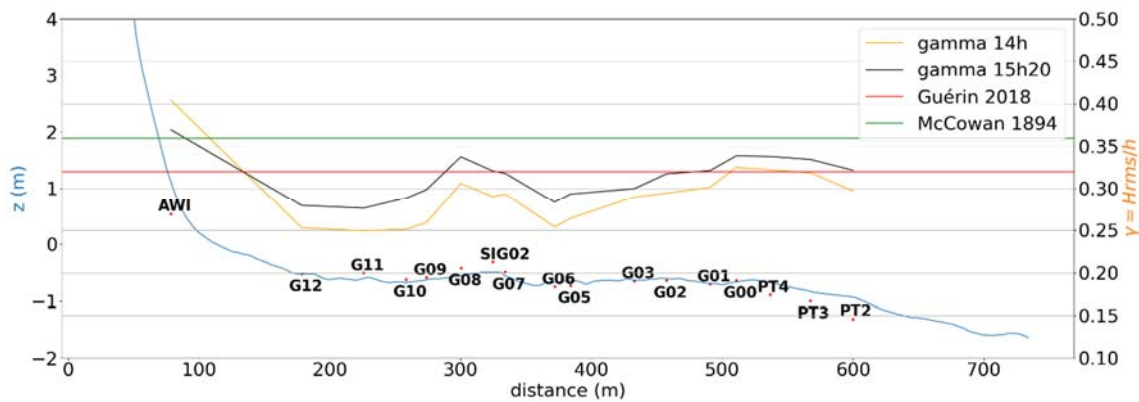


Figure 5. Evolution du critère de Miche (γ) le long du transect le 14 janvier 2021 à 14h00 (Marée montante) et à 15h20 (Marée haute).

4.4 Dissipation liée au frottement

La dissipation liée au frottement est estimée entre les capteurs G01 et G12 pendant les périodes sans déferlement à partir de l'équation (2). Combinée à l'expression explicite de la dissipation par frottement (équation 3) (MADSEN *et al.*, 1988), on peut alors calculer le coefficient de frottement f_w (équation 4). Ce coefficient donne des informations sur la façon dont les vagues interagissent avec la structure complexe du fond marin pour chaque condition de vagues considérée. La figure 6 montre, en première approximation, la dépendance temporelle de ce coefficient aux variations tidales : à marée haute les vagues ressentent moins le fond, f_w est plus faible alors qu'il augmente à marée basse.

$$D_f = \frac{2}{3\pi} \cdot \rho \cdot f_w \cdot \left(\frac{\pi \cdot H_{rms}}{T_p \cdot \sinh(k \cdot h)} \right)^3 = \frac{2}{3\pi} \cdot \rho \cdot f_w \cdot (U_{orb})^3 \quad (3)$$

$$f_w = -\frac{\delta C_g \cdot E}{\delta x} \cdot \frac{3\pi}{2\rho} \cdot \left(\frac{1}{U_{orb}} \right)^3 \quad (4)$$

avec T_p : la période de pic, h : la profondeur, U_{orb} : la vitesse orbitale.

Thème 1 – Hydrodynamique marine et côtière

Les valeurs du coefficient de frottement obtenues sont comprises entre 0.01 et 0.07 ce qui est très proche des valeurs décrites par POATE *et al.*, (2018) données entre 0.04 et 0.12. En parallèle, l'expression analytique (équation 5) proposée par MADSEN (1994) permet de lier ce coefficient de frottement f_w à une hauteur caractéristique de rugosité K_r .

$$K_r = A_{orb} \cdot \sqrt[2]{\frac{a_1}{\ln(f_w) - a_3}} \quad (5)$$

avec $A_{orb} = U_{orb}/w$ l'amplitude orbitale.

Il est alors possible de calculer une valeur optimale de K_r . Deux ensembles de coefficients a_i sont utilisés, ceux proposés par MADSEN (1994) sur une base théorique ($a_1 = 5.61$, $a_2 = -0.109$, $a_3 = -7.3$) et ceux mesurés expérimentalement par NIELSEN (1992) sur un panel de situations ($a_1 = 5.5$, $a_2 = -0.2$, $a_3 = -6.3$).

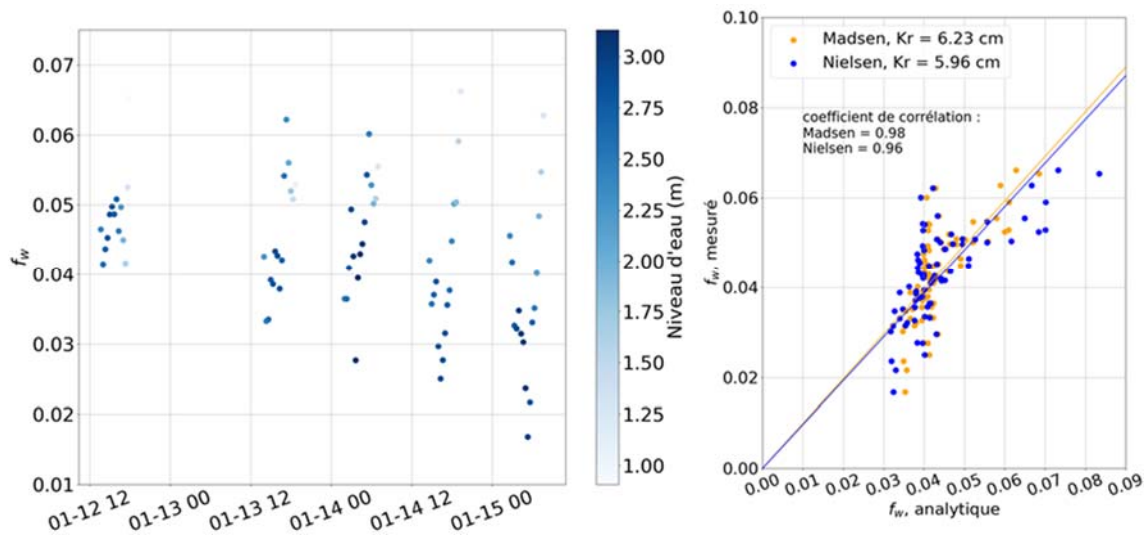


Figure 6. A gauche, série temporelle du coefficient de frottement f_w en fonction de la profondeur. A droite, corrélation entre le coefficient de frottement calculé avec les mesures in-situ (équation 4) et ce terme calculé avec l'équation 5 issu de MADSEN (1994), en utilisant les valeurs de Nielsen (points bleus) ou de Madsen (points jaunes).

On obtient deux valeurs de K_r différentes, 6.23 cm et 5.96 cm avec respectivement les théories de Madsen et Nielsen. Dans le même type d'environnement, LAVAUD *et al.*, (2022) trouvaient 13 cm avec la formulation de Madsen sur des fonds rocheux et peu pentus. Parallèlement à ce travail, l'analyse du profil micro-topographique acquis entre les capteurs G01 et G12 suivant la méthode peak-to-peak (car cela permet d'évaluer chaque élément de rugosité sans tenir compte d'une altitude d'origine contrairement à la méthode zéro-crossing) moyennée donne un K_r mesuré in-situ du même ordre de grandeur (confortant nos résultats), valant 6.86 cm. Une analyse spectrale des profils

micro-topographiques acquis sur le transect met également en évidence une distribution fractale de la hauteur des éléments de rugosité présents.

L'analyse du coefficient de frottement en fonction de différents forçages physiques permet de mettre en évidence les liens existants avec la hauteur d'eau, à savoir une augmentation de la dissipation par frottement lorsque le niveau d'eau diminue, mais également une augmentation de l'écart entre le coefficient de frottement à marée haute et à marée basse lorsque les vagues entrantes sur le domaine sont plus énergétiques. En effet, l'écart entre les valeurs minimales et maximales de f_w est plus grand lorsque les forçages sont plus forts. La variabilité du coefficient de frottement est également regardée en fonction de la période de pic ou encore de l'étalement du spectre. On observe une corrélation entre la diminution de la dissipation par frottement et l'augmentation de l'étalement du spectre, ainsi que des valeurs extrêmes (minimale et maximale) plus importantes lorsque la période de pic augmente.

5. Conclusions

Le traitement et l'analyse d'une partie des données issues de la campagne RiCoRé, collaboration de plusieurs laboratoires (Shom, GLADYS, LIENSs), a permis d'améliorer la compréhension des processus liés à la transformation des vagues sur le platier rocheux d'Ars-en-Ré. On observe ainsi que la réfraction et la réflexion sont négligeables. Le déferlement qui a lieu surtout en période de marée haute (car par marée basse il a lieu plus en amont) est présent sur le platier surtout autour de certains capteurs (où il y a un plus fort gradient bathymétrique). Le frottement sur le fond est plus fort quand la marée est basse, le forçage au large très énergétique et le spectre peu étalé. La valeur du coefficient de frottement dans la paramétrisation utilisée varie en fonction de ces différents paramètres entre 0.01 et 0.07.

La hauteur de rugosité de fond est alors calculée par différentes méthodes à partir des données hydrodynamiques ou micro-topographiques, avec une valeur très proche de 6 cm pour les différentes méthodes. Le lien entre la dissipation par frottement et la rugosité de la roche a été démontré, notamment par la comparaison entre la mesure in-situ de la micro-topographie et le calcul par approche analytique proposé par Madsen. Dans la suite de ce travail, le coefficient de frottement sera estimé localement entre chaque binôme de capteurs, afin de le corrélérer avec la micro-géométrie locale.

Parallèlement à cela les données seront comparées avec les modèles spectraux Wavewatch III ® et à phase résolue SYMPHONIE NH (MARSALEIX *et al.*, 2019) afin d'améliorer les paramétrisations des modèles sur des platiers rocheux et notamment le frottement sur fond rocheux.

6. Références bibliographiques

- DREVAR D., REY V., FRAUNIE P. (2009). *Partially standing wave measurement in the presence of steady current by use of coincident velocity and/or pressure data*. Coastal Engineering 56.9, pp. 992–1001. doi: 10.1016/j.coastaleng.2009.06.002
- GUO J. (2002). *Simple and explicit solution of wave dispersion equation*. Coastal Engineering 45.2, pp. 71–74. doi: 10.1016/s0378-3839(02)00039-x
- LAVAUD L., BERTIN X., MARTINS K., PEZERAT M., COULOMBIER T., DAUSSE D. (2022). *Wave dissipation and mean circulation on a shore platform under storm wave conditions*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 127, e2021JF006466. <https://doi.org/10.1029/2021JF006466>
- MADSEN O.S., POON Y.K., GRABER H.C. (1988). *Spectral wave attenuation by bottom friction: Theory*. Coastal Engineering Proceedings, (21), 34-34. <https://doi.org/10.9753/icce.v21.34>
- MADSEN O.S. (1994). *Spectral wave-current bottom boundary layer flows*. Coastal Engineering Proceedings 24. <https://doi.org/10.9753/icce.v24.%25p>
- MARSALEIX P., MICHAUD H., ESTOURNEL C. (2019). *3D phase-resolved wave modelling with an non-hydrostatic ocean circulation model*. Ocean Modelling 136, pp. 28–50. doi: 10.1016/j.ocemod.2019.02.002
- MOURAGUES A., BONNETON P., LANNES D., CASTELLE B., MARIEU V. (2019). *Field data-based evaluation of methods for recovering surface wave elevation from pressure measurements*. In: Coastal Engineering 150, pp. 147–159. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.04.006>
- NIELSEN P. (1992). *Coastal bottom boundary layers and sediment transport*. Vol. 4. Advanced Series on Ocean Engineering. WORLD SCIENTIFIC. DOI: 10.1142/1269
- REY V., CAPOBIANCO R., DULOU C. (2002). *Wave scattering by a submerged plate in presence of a steady uniform current*. Coastal Engineering 47.1, pp. 27–34. doi: 10.1016/s0378-3839(02)00096-0
- SOUS D., TISSIER M., REY V., TOUBOUL J., BOUCHETTE F., DEVENON J.-L., CHEVALIER C., AUCAN J. (2019). *Wave transformation over a barrier reef*. Continental Shelf Research 184, 66–80. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.07.010>
- SOUS D., DODET G., BOUCHETTE F., TISSIER M. (2020). *Momentum balance across a barrier reef*. J. Geophys. Res. Oceans 125. <https://doi.org/10.1029/2019JC015503>
- YOUNG A.P., CARILLI J.E. (2019). *Global distribution of coastal cliffs*. Earth Surf. Process. Landforms, 44: 1309– 1316. <https://doi.org/10.1002/esp.4574>.