



HAL
open science

Etude des mouvements du niveau de la mer, dans une zone portuaire. Cas du littoral centre (Algérie)

Chawki Zerrouki

► **To cite this version:**

Chawki Zerrouki. Etude des mouvements du niveau de la mer, dans une zone portuaire. Cas du littoral centre (Algérie). Océanographie. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, 2021. Français. NNT: . tel-03354863

HAL Id: tel-03354863

<https://hal.science/tel-03354863>

Submitted on 26 Sep 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre : 100 /2021 - C/S.T

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene
Faculté des Sciences de la Terre, de La Géographie de l'aménagement du Territoire



THESE

Présentée pour l'obtention du grade
de Docteur

En : Géologie

Spécialité : Géosciences Marines et Ingénierie Côtière

Par : ZERROUKI Chawki

ETUDE DES MOUVEMENTS DU NIVEAU DE LA MER,
DANS UNE ZONE PORTUAIRE.
CAS DU LITTORAL CENTRE (ALGERIE)

Soutenue publiquement, le **22 Septembre 2021**, devant le jury composé de :

| | | |
|--------------------|------------------------|---------------------------|
| M. HAOUCHINE A. | Professeur à l'USTHB | Président |
| M. HEMDANE Y. | Professeur à l'USTHB | Directeur de thèse |
| M. ATROUNE F. | Professeur à l'USTHB | Examineur |
| M. GUETTOUCHE M.S. | Professeur à l'USTHB | Examineur |
| M. MEZOUAR K. | Professeur à l'ENSSMAL | Examineur |
| M. BOUHMADOUCHE M. | Professeur à l'USTHB | Invité |

Remerciements

*Toute ma gratitude, grâce et remerciements vont en premier lieu à **ALLAH** tout Puissant qui m'a donné la force, la patience, le courage et la volonté de mener à terme cette thèse.*

*C'est avec une profonde reconnaissance et considération particulière que je remercie mon directeur de thèse Monsieur le Professeur **HEMDANE Yacine** pour la disponibilité, la patience, ses précieux conseils. Je le remercie surtout pour le temps qu'il m'a consacré malgré ses nombreuses responsabilités, et l'attention avec laquelle il a suivi et guidé ma formation, et mon travail de thèse, je ne saurais vous remercier assez.*

*Je tiens également à remercier notre Directeur de laboratoire Monsieur le Professeur **HAOUCHINE Abdelhamid**, de m'avoir fait l'honneur de présider le Jury, je lui en suis très reconnaissant.*

*Je tiens également à exprimer mes sincères remerciements à mes Professeurs de l'USTHB, **ATROUNE Farid**, **GUETTOUCHE Mohamed Saïd**, **BOUHMAODOUCHE Mohamed**, pour leur encouragement, leur soutien scientifique et moral, et d'avoir accepté d'examiner mon travail.*

*Je souhaite remercier monsieur **MEZOUAR Khoudir**, Professeur à l'École Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral (ENSSMAL), de me faire l'honneur d'examiner cette thèse.*

*Je tiens aussi à remercier l'ensemble des enseignants de Géosciences Marines, (Notre regretté) Monsieur **MOULFI Amar**, Madame **MOULFI Leila**, Monsieur **MATOUGUI Rachid**, Monsieur **FOUDIL BOURAS Ali Eddine**, Monsieur **BENSLAMA Lazrag**, pour leurs conseils précieux durant la préparation de ma thèse.*

Toute ma gratitude va également aux membres du laboratoire Géo-Environnement, et à mes enseignants de la FSTGAT, qui ont contribué de près ou de loin à l'achèvement de ce travail.

Cette thèse ne serait jamais aboutie sans l'aide précieuse du Service Hydrographique des Forces Navales (SHFN), et de l'Office National de Signalisation Maritime (ONSM), que je remercie vivement.

*Ma reconnaissance va également à l'association **RECIFS** de Tamentfoust, pour leur contribution et aide dans les campagnes de terrain.*

Le meilleur étant pour la fin, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à toute ma famille et mes amis, ou devrais-je dire mes frères et sœurs, pour leur soutien illimité, pour leurs encouragements, et leur énorme contribution à la réalisation de ce projet de thèse.

Table des matières

| | |
|---|----|
| Introduction générale | 1 |
| Chapitre 1 : Le niveau de la mer | 7 |
| I. Les ondes marines :..... | 8 |
| 1. Les ondes capillaires : | 8 |
| 2. Les vagues et les houles | 8 |
| 3. Les ondes infragravitaires (IG): | 9 |
| 4. Les seiches : | 10 |
| 5. Les météotsunamis :..... | 14 |
| 6. Les Tsunamis : | 15 |
| 7. La marée :..... | 17 |
| Chapitre 2 : Généralités sur la zone d'étude | 20 |
| I. Situation géographique : | 20 |
| 1. La baie d'Alger : | 20 |
| 2. Le port d'Alger :..... | 21 |
| 3. Le port de Tamentfoust : | 22 |
| II. Géomorphologie et bathymétrie | 23 |
| III. Géologie régionale :..... | 24 |
| 1. Contexte litho-stratigraphique :..... | 24 |
| 2. Contexte sismotectonique : | 26 |
| IV. Eustatisme :..... | 28 |
| V. Conditions climatiques : | 30 |
| 1. Températures et précipitations :..... | 30 |
| 2. Les vents :..... | 32 |
| Chapitre 3 : Matériels et méthodes | 38 |
| I. Matériels utilisés :..... | 38 |
| 1. Echelle de marée classique :..... | 39 |

| | | |
|------|---|------------|
| 2. | Sonde piézométrique sonore (Limnimètre) :..... | 41 |
| 3. | Marégraphe de l'ONSM (à pression de fond) :..... | 43 |
| 4. | Marégraphe du SHFN (à capteur ultrason) : | 45 |
| 5. | Marégraphes développés au laboratoire LGE : | 47 |
| II. | Méthodes de traitement de la donnée..... | 52 |
| 1. | Analyse visuelle et préparation des données :..... | 53 |
| 2. | Logiciels de traitement de la donnée :..... | 54 |
| 3. | Densité spectrale de puissance (PSD) : | 56 |
| 4. | Application du filtre Passe-Bande de Butterworth :..... | 60 |
| 5. | Application de la décomposition en modes empiriques (EMD) par HHT : | 61 |
| 6. | Application de la transformée par ondelettes continues (CWT):..... | 62 |
| | Chapitre 4 : Résultats et analyses | 64 |
| I. | Analyse des données à moyenne fréquence (0.0033 Hz)..... | 65 |
| II. | Analyse des données à haute fréquence (0.016 Hz) | 72 |
| III. | Analyse des données à très haute fréquence (1 Hz)..... | 85 |
| IV. | Application de la méthode de Décomposition en Modes Empiriques..... | 94 |
| | Conclusion générale | 99 |
| | Références bibliographiques | 101 |
| | ANNEXES | 112 |

Liste des figures

| | |
|---|----|
| Figure 1: Fréquences et périodes des mouvements verticaux de la surface de l'océan (Munk 1950; Holthuijsen 2010)..... | 3 |
| Figure 2 : Composantes de la houle régulière (Théorie d'Airy 1845) | 7 |
| Figure 3 : Mécanisme général des infragravités en zone côtière (Rabinovich 2009)..... | 10 |
| Figure 4 : Schéma du profil de la seiche de premiers ordres (n) d'après Rabinovich (2009) | 11 |
| Figure 5 : Schéma simplifié de la géométrie d'une baie semi circulaire (Rabinovich 2009)..... | 13 |
| Figure 6 : Principaux mécanismes de forçage générant des ondes océaniques de longues périodes (Rabinovich 2009)..... | 14 |
| Figure 7 : Signaux marégraphiques de Zemmouri 2003 aux îles Baléares (Masina et al. 2020) | 16 |
| Figure 8 : Schéma des composantes d'une marée semi-diurne (Simon 2007) modifié | 18 |
| Figure 9 : Situation géographique de la baie d'Alger | 20 |
| Figure 10 : Situation géographique du port d'Alger | 21 |
| Figure 11 : Situation géographique du port de Tamentfoust..... | 22 |
| Figure 12 : Carte bathymétrique de la baie d'Alger (Leclaire 1972) | 23 |
| Figure 13 : Carte géologique de la baie d'Alger (Bennie et Partner, 1983)..... | 25 |
| Figure 14 : Schéma de la variation du niveau de la mer relatif à l'eustatisme (Ostanciaux 2012) | 28 |
| Figure 15 : Précipitations moyennes mensuelles (2014-2020)..... | 31 |
| Figure 16 : Températures moyennes mensuelles (2014-2020)..... | 31 |
| Figure 17 : Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (2014-2020)..... | 32 |
| Figure 18: Rose des vents - période hivernale (Octobre 2019 à Mars 2020) | 34 |
| Figure 19: Rose des vents - période estivale (Mars à Octobre 2020)..... | 35 |
| Figure 20 : Rose des vents annuelle (2019 / 2020)..... | 36 |
| Figure 21 : Schéma de fruit du quai (SHOM) | 39 |
| Figure 22 : Installation de l'échelle de marée au port de Tamentfoust | 40 |
| Figure 23 : Schéma représentatif des composantes du limnimètre..... | 42 |
| Figure 24 : Utilisation du limnimètre au port de Tamentfoust..... | 42 |
| Figure 25 : Marégraphe à pression de fond (ONSM) au port d'Alger | 43 |
| Figure 26 : Marégraphe à capteur ultrason (LOG_aLevel ULL6080) | 46 |
| Figure 27 : Echelle de marée rotative (RTG) | 48 |
| Figure 28 : Installation de l'échelle de marée rotative au port de Tamentfoust..... | 49 |
| Figure 29 : Schéma de fonctionnement de l'échelle d marée circulaire (Hemdane et al. 2019b)..... | 50 |
| Figure 30 : Installation de l'échelle d marée circulaire au port de Tamentfoust..... | 51 |
| Figure 31 : Organigramme schématique de la méthodologie utilisée | 53 |
| Figure 32 : Schéma du périodogramme de Welch (TRAORE 2015)..... | 56 |
| Figure 33 : Relation entre le domaine fréquentiel et temporel pour les vagues (Faltinsen 1993) | 58 |

| | |
|---|----|
| Figure 34 : Densité spectrale de puissance - Juillet à Août 2001 | 66 |
| Figure 35 : Signaux globaux du marégraphe à haute fréquence (0.016 Hz) | 73 |
| Figure 36 : Densités spectrales de puissances à haute fréquence (0.016 Hz)..... | 76 |
| Figure 37 : Analyses par ondelettes à haute fréquence (0.016 Hz). | 78 |
| Figure 38 : Filtres Butterworth des infragravités à haute fréquence (0.016 Hz) | 80 |
| Figure 39 : Filtres Butterworth des seiches et météotsunamis à haute fréquence (0.016 Hz)..... | 81 |
| Figure 40 : Filtres Butterworth des marées à haute fréquence (0.016 Hz) | 82 |
| Figure 41 : Schéma de l'amplification des vagues en baie de Nagasaki (Rabinovich 2009)..... | 83 |
| Figure 42 : Signal global à très haute fréquence - 23 Mai 2016..... | 85 |
| Figure 43 : Densité spectrale de puissance - 23 Mai 2016 | 86 |
| Figure 44 : Signal global à très haute fréquence - 10 Juillet 2019 - partie 1 | 87 |
| Figure 45 : Signal global à très haute fréquence – 10 Juillet 2019 - partie 2 | 87 |
| Figure 46 : Densité spectrale de puissance – 10 Juillet 2019 - partie 1..... | 88 |
| Figure 47 : Densité spectrale de puissance – 10 Juillet 2019 - partie 2..... | 89 |
| Figure 48 : Filtre Butterworth des vagues et houles - 10 Juillet 2019 - partie 1 | 89 |
| Figure 49 : Filtre Butterworth des vagues et houles - 10 Juillet 2019 - partie 2 | 90 |
| Figure 50 : Filtre Butterworth des infragravités – 10 Juillet 2019 - partie 1 | 90 |
| Figure 51 : Filtre Butterworth des infragravités - 10 Juillet 2019 - partie 2..... | 91 |
| Figure 52 : Signal global à très haute fréquence – 14 Décembre 2018..... | 91 |
| Figure 53 : Densité spectrale de puissance – 14 Décembre 2018..... | 92 |
| Figure 54 : Filtre Butterworth des vagues et houles – 14 Décembre 2018..... | 92 |
| Figure 55 : Filtre Butterworth des infragravités à très haute fréquence – 14 Décembre 2018..... | 92 |
| Figure 56 : Décomposition en Modes Empiriques - Décembre 2014 | 96 |
| Figure 57 : Décomposition en Modes Empiriques - 23 Mai 2016 | 97 |
| Figure 58 : Décomposition en Modes Empiriques - 10 Juillet 2019 | 98 |

Liste des tableaux

| | |
|--|----|
| Tableau 1 : Séismes historiques sur le littoral algérois liés à des tsunamis (Maouche et al. 2009) | 27 |
| Tableau 2 : Précipitations et températures moyennes mensuelles (2014-2020)..... | 31 |
| Tableau 3: Fréquence d'apparition des vents - période hivernale (Octobre 2019 à Mars 2020)..... | 33 |
| Tableau 4 : Fréquence d'apparition des vents - période estivale (Mars à Octobre 2020) | 34 |
| Tableau 5 : Fréquence annuelle d'apparition des vents (2019 / 2020)..... | 35 |

Lexique des équations

| | |
|--------------------|---|
| a | Amplitude |
| A_0 | Coefficient de gain |
| Arccos | Arc-Cosinus |
| C | Célérité (vitesse de propagation des ondes) |
| C (eq 7) | Vitesse du son dans l'air |
| $C_{a,b}$ | Coefficient de l'ondelette |
| d | Profondeur de l'eau de mer |
| D | Longueur de la partie de la règle qui dépasse du quai |
| f | Fréquence dominante |
| f_p | Fréquence pic |
| F_s | Fréquence |
| g | Accélération de la gravité |
| H | Hauteur de la vague |
| h (eq 01) | Profondeur de l'eau de mer à l'entrée de la baie |
| h (eq 02) | Distance verticale entre l'extrémité de la règle et le quai |
| H (eq 3 et 4) | Profondeur par rapport à une référence |
| $h(t)$ (eq 3 et 4) | Variation du niveau de la mer, en fonction du temps |
| $H_{1/3}$ | Hauteur du tiers supérieur du train de vagues |
| Ha | Hectare |
| H_s | Hauteur significative des vagues |
| I (eq 5) | Distance entre transducteur et eau de mer |
| K | Nombre de séquences |
| L | Longueur d'onde |
| m_n | Moment spectral d'ordre n |
| m_0 | Moment spectral zéro |
| N | Ordre du mode de Helmholtz (mode fondamental du bassin) |
| N (eq 10) | Nombre de vagues |
| n | Série de données du signal |
| P_{atm} | Pression atmosphérique à la surface de la mer |
| P_m | Pression du fond marin |
| Q | Facteur de qualité |
| $S(f)$ | Fonction de densité spectrale de puissance |
| \hat{S}_w | Transformée de Welch |
| T | Période (ou temps) |
| T (eq 7) | Température |
| T_0 | Période fondamentale du bassin |
| T_p | Période pic |
| W | Humidité de l'air |
| x_i (eq 8) | Fraction de séquence d'un signal |
| Z_h | Zéro Hydrographique |
| α | Fruit du quai |
| ρ | Masse volumique de l'eau de mer |
| Ψ | Ondelette |
| ω | Périodogramme de Welch |

Liste des abréviations

| | |
|------------|--|
| BM | Basse Mer |
| BRGM | Bureau de Recherches Géologiques et Minières |
| CERC | Coastal Engineering Research Center |
| CWT | Continuous Wavelet Transform |
| DSU | Data Storage Unit |
| EMD | Empirical Mode Decomposition |
| EMS | Echelle Macrosismique Européenne |
| ETC | European Tsunami Catalogue |
| FFT | Fast Fourier Transform |
| HHT | Hilbert Huang Transform |
| hPa | Hectopascal |
| Hz | Hertz |
| IB | Inversed Barometer effect |
| IG | Infragravités |
| IMF | Intrinsic Mode Function |
| INCT | Institut National de Cartographie et de Télédétection |
| LGE | Laboratoire de Géo-Environnement |
| MCMC | Markov Chain Monte Carlo |
| MG | Marégraphe |
| MF | Lunisolar fortnightly constituent |
| MM (tab 1) | Echelle de Mercalli |
| MM | Lunar monthly constituent |
| MN | Mean range of tides |
| MSF | Lunisolar synodic fortnightly constituent |
| MSK | Echelle de Medvedev-Kamik-Sponhauer |
| MSM | Lunisolar monthly constituent |
| NFFT | Nonequispaced Fast Fourier Transform |
| NOAA | National Oceanographic and Atmospheric Administration |
| Noverlap | Surface de recouvrement entre deux séquences |
| Onde P | Ondes primaires (ondes de compression) |
| Onde S | Ondes secondaires (ondes de cisaillement) |
| ONM | Office National de Météorologie (Météo-Algérie) |
| ONSM | Office National des Signalisations Maritimes |
| PM | Pleine Mer |
| PSD | Power Spectral Density |
| RTG | Rotary Tide Gauge |
| SA | Solar annual constituent |
| SGPP | Société de Gestion des Ports de Pêche |
| SHFN | Service Hydrographique des Forces Navales |
| SHOM | Service Hydrographique et Océanographique de la Marine |
| SSA | Solar semiannual constituent |
| SSIS | Seccion de Sismologia e Ingeniera Sismica |
| TR | Tidal Range |
| WLR | Water Level Recorder |

Introduction générale

Depuis son existence, l'homme vivant sur le littoral et sur les rives des fleuves a toujours essayé de cohabiter avec le mouvement du niveau de l'eau. Il a tout d'abord observé visuellement ses différentes fluctuations à court, à moyen et à long terme. Ces observations directes du niveau d'eau lui ont ensuite permis d'apercevoir et de comprendre certains phénomènes naturels pouvant menacer sa présence sur les rivages. Ainsi s'expliquerait, la nécessité pour l'homme d'observer et de surveiller les fluctuations du niveau d'eau aussi bien sur les rivages des rivières que sur le littoral. Ce qui a permis la naissance de l'ancêtre de l'échelle de marée (**SHOM**), le nilomètre, dont l'existence est très probablement préhistorique ou protohistorique (**Bonneau 1986**), qui a été mis en place pour mesurer le niveau d'eau de la rivière du Nil (**Tiki et al. 2013**).

Depuis, l'observation du niveau d'eau, en l'occurrence le niveau de la mer (Marégraphie), a connu un grand développement allant des marégraphes à flotteur aux instruments modernes actuels (Radar, ultrason, etc.). Devant tous ces appareils modernes, l'échelle de marée demeure l'instrument de référence dans la mesure du niveau de la mer (**Hemdane et al. 2019b**).

Parce que plus de 50% de la population mondiale vit sur la bande côtière, l'observation du niveau de la mer devient plus que nécessaire. En effet, certaines zones de la bande côtière sont menacées par la submersion marine induite par certaines oscillations du niveau de la mer. Simultanément, l'élévation relative du niveau marin, résultant du réchauffement climatique, accentue ce risque de submersion, notamment pour les populations côtières vivant sur les côtes basses (**Zerrouki and Hemdane 2021**). De plus, l'effet du réchauffement climatique sur le climat des vagues (**Reguero et al. 2019**) pourrait perturber l'équilibre côtier et amplifier, en conséquence, le phénomène de l'érosion côtière.

En ce qui concerne les littoraux microtidaux (marnage < 2 m), à fortiori les côtes à très faible marnage comme le littoral Algérien (< 50 cm), ont souvent été classés, selon l'indicateur marnage, comme milieux à très faible risque d'érosion côtière. En revanche, ces mêmes côtes sont présentement classées parmi les plus vulnérables à l'élévation du niveau de la mer (**Abuodha and Woodroffe 2010**).

En effet, bien que les fluctuations verticales tidales du mouvement de la mer soient très faibles sur les côtes Méditerranéennes (< 2 m), d'autres perturbations 'non-tidales' du niveau marin peuvent s'y manifester. Ainsi, des conditions météo-marines particulières, associées à des phénomènes de résonances locales (morphologie spécifique locale), peuvent, par conséquent, perturber le niveau de la mer et engendrer des ondes marines ayant des fréquences allant de 0.00009 Hz (3 h) à 0.04 Hz (25 s) susceptibles de provoquer des dommages sur la côte (**Zerrouki and Hemdane 2021**). Cette gamme fréquentielle renferme plusieurs types d'ondes comme les infragravités (**Bertin et al. 2018**), les seiches et les météotsunamis (**Nomitsu 1935; Defant 1961; Rabinovich and Monserrat 1996, 1998; Rabinovich 2009**) et les tsunamis (**Monserrat et al. 2006**).

Les météotsunamis sont de longues ondes générées par des processus atmosphériques ayant des périodes allant de quelques minutes à quelques heures. Les seiches, quant à elles, sont des ondes stationnaires de longues périodes qui peuvent se produire aux périodes de résonance naturelle d'un bassin (**Rabinovich 2009**). Ces ondes longues sont régulièrement observées dans différents endroits du globe comme sur les Iles Baléares (**Rabinovich and Monserrat 1996**), Argentine (**Dragani et al. 2002**), Brésil (**Candella 2009**), Malta (**Drago 2009**), la Mer Adriatique (**Šepić et al. 2009**) et la côte Algérienne (**Rabinovich 2009; Hemdane et al. 2017; Zerrouki and Hemdane 2021**).

Aussi, les seiches peuvent être engendrées par les tsunamis (**Rabinovich 1997**), amplifiées par les ondes infragravitaires (**Bertin et al. 2018**), initiées par les vagues et les houles (**Rabinovich 2009**) et forcées par les microséismes (**Park et al. 2016**).

En ce qui concerne les ondes infragravitaires, ce sont des ondes de surface avec des fréquences comprises entre 0.004 Hz et 0.04 Hz (**Bertin et al. 2018**), dont la présence sur la côte Algérienne est très potentielle. En effet, dans leur description des barres en croissant, **Bowen et Inman (1971)** citent la côte Algérienne comme un littoral où cette morphologie est présente dans la zone du *nearshore* générant des ondes infragravitaires (**Aagaard 1991**).

Il convient également de souligner que les seiches et les météotsunamis appartiennent à la même gamme fréquentielle que celle des tsunamis, qui sont, quant à eux, notamment induits par les séismes et les éboulements côtiers et sous-marins. A ce sujet, il est important de souligner que la côte Algérienne a connu dans le passé, et même assez récemment, des tsunamis comme celui de Zemmouri en 2003 (**Alasset et al. 2006**), Jijel en 1956 (**Harbi et al. 2011**), et Alger en 1365 (**Alasset et al. 2006**).

La Figure 1 illustre les différents types d'ondes, classées en fonction de leur fréquences de récurrence (et périodes).

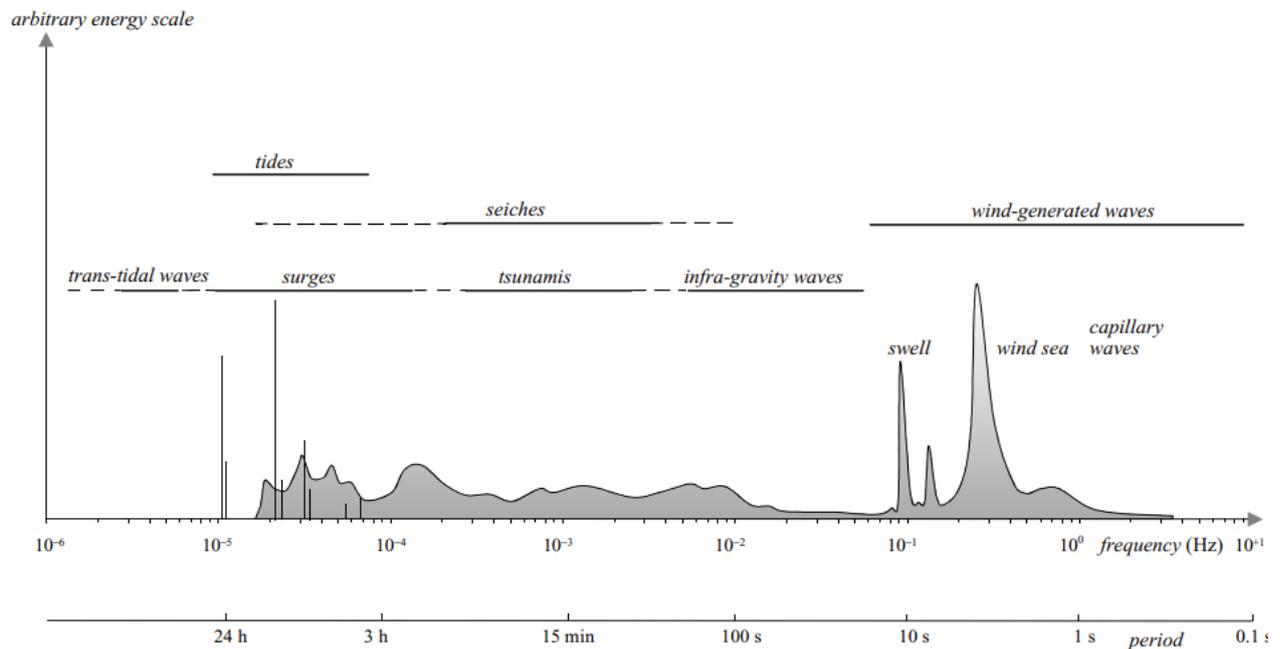


Figure 1: Fréquences et périodes des mouvements verticaux de la surface de l'océan (Munk 1950; Holthuijsen 2010)

Par ailleurs, les ports offrent une protection contre les vagues (Thompson and Hadley 1995), appelées également ondes de haute fréquence. Néanmoins, les ondes infragravitaires peuvent concerner le bassin portuaire (Gao et al. 2016). Les ondes infragravitaires et les seiches deviennent ainsi parmi les plus hautes fréquences observées par les marégraphes installés au niveau des bassins portuaires.

De ce fait, la fréquence de mesures des marégraphes (F_s) a un rôle majeur dans l'étude (détection) des ondes marines de surface. A titre d'exemple, le marégraphe analogique ne permet pas d'aller au-delà de la gamme fréquentielle de la marée. Cette technologie permet donc l'observation de la marée et ne jauge, toutefois, pas les seiches, les tsunamis et les ondes infragravitaires (IG).

A ce sujet, Pérez et al. (2013) démontrent, dans leurs travaux sur les systèmes d'alertes aux dangers du niveau de la mer, que la quantification correcte de l'amplitude des ondes déclenchées par les tsunamis nécessite des données du niveau de la mer à haute fréquence de mesures.

Ce sont, ainsi, les marégraphes à « haute fréquence » de mesures (0.016 Hz), qui permettent l'observation des seiches et des tsunamis. Néanmoins, les ondes infragravitaires (IG) sont partiellement détectées par cette fréquence de mesure (0.016 Hz) ; les ondes dont les fréquences sont proches de la borne des hautes fréquences des IG (0.016 Hz à 0.04 Hz) n'en sont, conséquemment, pas détectées par cette F_s . La non-détection de ces ondes conduit à une compréhension relative, et donc lacunaire, du comportement du niveau de la mer dans un bassin portuaire. Actuellement, la F_s des marégraphes modernes est de 1 à 2 Hz, permettant, en conséquence, la mesure des vagues et des houles au niveau d'un port. Ces dernières peuvent, en effet, initier les seiches (**Rabinovich 2009**) et leur observation devient ainsi nécessaire.

En plus de la fréquence de mesures instrumentale, l'autre élément clé de ce travail de thèse concerne les méthodes de traitement du signal utilisées pour l'analyse des ondes marines comprises dans le signal brut du niveau de la mer. Ces méthodes sont prudemment utilisées dans ce travail en montrant leurs limites d'utilisation dans les signaux irréguliers et non stationnaires caractérisant le niveau marin. Ce qui a permis l'utilisation de plusieurs méthodes de traitement de signal comme l'analyse temporelle (vague/vague) (**CERC, 2002**), la Transformée de Fourier (**Crawford et al. 1982**), la méthode de **Welch (1967)**, l'analyse par ondelettes (**Medvedev and Kulikov 2019**), et la toute récente méthode de Décomposition en Modes Empiriques (EMD) (**Huang et al. 1998**).

La baie d'Alger, comprenant les deux ports d'Alger et de Tamentfoust de la zone d'étude, se caractérise par sa morphologie presque semi-circulaire et un plateau continental étroit. Elle serait, par conséquent, à « l'abri » de certains secteurs de vagues et de houles, mais les basses fréquences induites peuvent poser une agitation même dans les endroits les plus à l'abri. **Rabinovich (2009)** cite, à ce propos, le port d'Alger parmi les ports où le phénomène de seiche se produit et peut provoquer des dommages dans cette zone. En effet, l'agitation portuaire induite par ces ondes peut causer des dommages au niveau du port aussi bien par la hausse soudaine du niveau de la mer que par sa baisse brusque.

Il est enfin important de rappeler l'intérêt de l'étude du niveau de la mer pour la meilleure connaissance de la morphodynamique côtière, la navigation maritime, l'ingénierie côtière, l'écologie marine, l'énergie renouvelable de la mer, la gestion des stations de dessalement de l'eau de mer et la gestion et la réduction des risques côtiers. Notons, en outre que l'observation du niveau de la mer est nécessaire pour la validation des modèles numériques hydrodynamiques côtiers.

L'objectif de cette thèse est l'étude des mouvements de la mer au niveau d'une zone portuaire en prenant comme région d'étude le littoral Algérois. Le choix de cette zone est motivé aussi bien par la disponibilité de la donnée que par la présence de seiches au niveau de la baie d'Alger. Les données du niveau de la mer utilisées dans ce travail sont issues d'une instrumentation marégraphique diverse en termes de F_s , allant de 0.0033 Hz à 1 Hz. Cela a conséquemment permis d'aborder l'ensemble des ondes de surfaces qui peuvent exister dans le signal global du niveau de la mer.

Bien que cette thèse aborde uniquement les ondes marines de surface, il est, par ailleurs, important de souligner que les seiches pourraient également être générées par les ondes internes (**Giese et al. 1990; Wijeratne et al. 2010**). Ces ondes se propagent dans un milieu verticalement stratifié (**Serebryany et al. 2020**) et sont également observées dans les milieux microtidaux (**Serrano et al. 2021**).

Ce travail a été mis en œuvre grâce aux données du niveau de la mer collectées auprès du Service Hydrographique des Forces Navales (SHFN), de l'Office National de Signalisation Maritime (ONSM), et sur le terrain, grâce aux déploiements du marégraphe rotationnel (**Hemdane et al. 2017**) et de l'échelle de marée circulaire (**Hemdane et al. 2019b**), développés au sein du laboratoire Géo-Environnement (FSTGAT-USTHB).

La réalisation de cette thèse a été planifiée et organisée suivant une méthodologie classique allant des généralités de la zone d'étude, jusqu'à l'interprétation des résultats obtenus.

Cette méthodologie a été distribuée sur les quatre chapitres suivants :

Le premier chapitre est un travail de collecte bibliographique concernant d'abord les différentes ondes marines, leur composantes, leurs gammes de fréquences, leurs causes et sources de génération, ainsi que le comportement de chaque type d'onde et l'interaction entre ces différentes oscillations du niveau de la mer. De plus, ce chapitre traite les principales fluctuations atteignant les zones portuaires, leur comportement au niveau des ports et des côtes semi-fermées, avec un aperçu historique et bibliographique des événements ayant touché la méditerranée en général, la baie d'Alger, et le port d'Alger plus précisément.

Le deuxième chapitre a été consacré à la présentation des généralités de la zone d'étude, passant d'abord par la situation géographique de la baie d'Alger, du port d'Alger et du port de Tamentfoust, puis la description géomorphologique et bathymétrique qui représente un paramètre déterminant dans la génération et la variation des oscillations du niveau de la mer

causées par la résonance. Puis, un aperçu géologique et le contexte sismotectonique de la zone d'étude sont abordés en raison de leur possible effet sur le niveau de la mer (exemple : ondes de tsunamis). Ce chapitre décrit ensuite les caractéristiques climatiques (température, précipitation et vent) de la région de l'algérois, enregistrées au niveau de la station climatique du port d'Alger.

Le troisième chapitre aborde ensuite le matériel utilisé et les méthodes employées dans notre travail. Le premier volet de ce chapitre met en exergue le principal matériel utilisé pour la collecte des données du niveau de la mer ; principalement les types d'échelles limnimétriques de référence et les différents marégraphes utilisés via leurs institutions propriétaires et les marégraphes développés au laboratoire Géo-Environnement, leur principe de fonctionnement et leur utilisation dans la thèse. Le deuxième volet se concentre, quant à lui, sur la description des différentes méthodes d'analyse des signaux marégraphiques comme les méthodes d'analyse spectrale, de traitement et de filtrage de signaux du niveau de la mer, leurs bases mathématiques, leurs limites et leurs applications sous différents langages de programmation (Python, R, Octave).

Le quatrième et dernier chapitre concerne la présentation, l'analyse des résultats obtenus des données marégraphiques pour des périodes ayant enregistré des événements d'agitation du niveau de la mer, qui a été le principal critère de choix de ces signaux. Les périodes choisies ont été sélectionnées en évitant les données lacunaires et les bruits (valeurs aberrantes). Elles varient des données historiques jusqu'aux enregistrements récents effectués à quai aussi bien pendant des périodes calmes que lors des périodes d'agitation. Ce chapitre est ensuite conclu par une interprétation du comportement des oscillations de hautes et de basses fréquences du niveau de la mer dans les zones portuaires de la baie d'Alger, précisément au niveau des ports d'Alger et de Tamentfoust.

Enfin, cette thèse se termine par une conclusion générale mettant en valeur les résultats importants auxquels a abouti notre travail et ouvrant d'autres perspectives de recherches qui seront menées dans nos travaux futurs.

Chapitre 1 : Le niveau de la mer

Chapitre 1 : Le niveau de la mer

Introduction :

Le niveau de la mer est en perpétuel mouvement, oscillant sous forme d'ondes périodiques qui se propagent du large vers la côte, avec une série plus ou moins régulière de crêtes et de creux. Une onde marine idéale est caractérisée par trois principales composantes présentées dans la Figure 1.

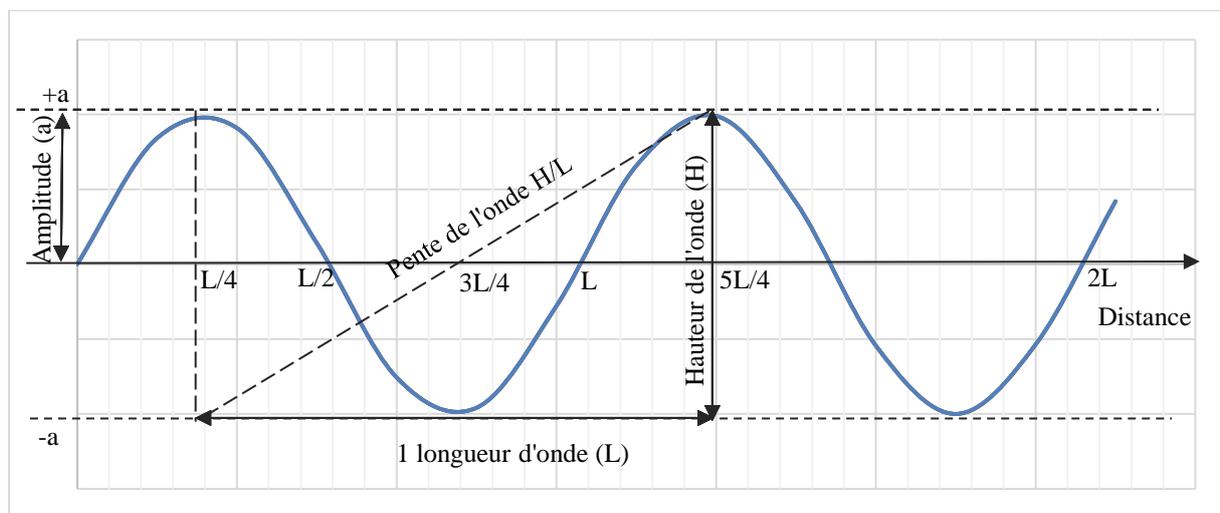


Figure 1 : Composantes de la houle régulière (Théorie d'Airy 1845)

Cependant, les ondes apparentes à l'œil nu sont les oscillations de hautes fréquences, telles que les vagues et les houles (fréquences $> 0.033\text{Hz}$). D'autres ondes plus longues et non apparentes existent, et sont d'une importance cruciale, par leur caractère dévastateur en cas de crue. **Munk (1950)** a proposé une classification, reprise également par **Lacombe (1959)**, qui va des ondes capillaires aux ondes tidales (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

I. Les ondes marines :

1. Les ondes capillaires :

Les ondes capillaires sont des ondulations de la surface de la mer de très hautes fréquences (0.1 à 2 Hz), le plus souvent supérieures à 2 Hz. Ces ondulations sont générées par le vent et les effets de tension de surface (**Garrett 1967**).

2. Les vagues et les houles

En plus des ondes capillaires, les houles et les vagues sont les plus hautes fréquences facilement visibles par l'œil humain (0.33 à 0.033 Hz). Toutefois, il existe une différence bien distincte entre les vagues et les houles. Les vagues se produisent dans la zone de génération du vent, tandis que les houles se propagent librement loin de la zone de leur génération et leur spectre est plus étroit que celui des vagues (**Gourlay 2011**). En effet, la plupart de l'énergie de la houle est concentrée dans une bande fréquentielle étroite de 0.040-0.075 Hz (**Thomas et al. 1986**).

Il est également important de souligner les deux rôles contraires des vagues et des houles dans la morphodynamique côtière. A ce sujet, l'érosion et l'accrétion des plages peuvent être saisonnières et sont induites, respectivement par les vagues et les houles (**CERC, 2008**).

Théoriquement, la « houle » est composée d'ondulations plus ou moins régulières et sinusoïdales, permettant ainsi de la définir théoriquement par les deux mathématiciens Gerstner en 1802 et Stokes en 1847 (**Ursell and Deacon 1950**). La houle de Gerstner a été définie par un profil trochoïdal, avec un creux aplati et une crête arrondie en forme de demi-cercle. Par contre, Stokes propose une forme de houle plus asymétrique, où la crête est anguleuse, et les tangentes au profil de chaque côté de cette crête forment un angle de 120°.

Cette forme est aussi appelée la houle-limite, où la cambrure est maximale, précédant le déferlement. Entre ces deux théories, la houle de Stokes est ainsi considérée comme la plus proche du profil de houle dans la réalité (**Miche 1944**). Par ailleurs, la forme de la houle réelle est très différente des houles théoriques, dans la zone de Fetch (zone de génération), où elle prend naissance. Le terme de houle régulière n'est plus exprimé, et l'expression de vagues de la mer du vent est mise en évidence.

3. Les ondes infragravitaires (IG):

Les irrégularités présentes dans tout train d'ondes naturel sont responsables des fluctuations d'ordre supérieur de la surface moyenne de l'eau. En particulier lorsque les vagues ont un groupement prononcé, ces fluctuations apparaissent comme des ondes longues. Les fréquences de ce mouvement sont de l'ordre de (0.033 à 0.0033 Hz), et le terme d'ondes infragravitaires est devenu habituel pour ce phénomène (**Schäffer 1993**). Le terme original de battements de surf a été utilisé par **Munk (1949)** et **Tucker (1950)**, qui ont probablement été les premiers à rapporter des mesures sur le terrain de ce type d'oscillation. Ces deux auteurs ont observé des perturbations de basse fréquence, qui étaient apparemment corrélées à des groupes de hautes vagues après un décalage temporel, approximativement égal au temps nécessaire aux vagues pour se déplacer de l'enregistreur de vagues jusqu'au littoral, et revenir à la vitesse des grandes ondes.

Les ondes de plus haute fréquence, affectant les ports, sont les infragravités, générées par l'interaction non-linéaire des trains de vagues (**Gao et al. 2016**), cette relation entre les vagues du vent et les infragravités a été prouvée par **Bowers (1977)**.

Malgré la protection des ports contre les vagues et les houles, leur inefficacité face à l'agitation est accrue, en présence de ondes infragravitaires selon **González-Marco et al. (2008)**, après avoir analysé l'impact des infragravités sur les opérations du port de Gijón (Espagne). D'autres cas ont été aperçus dans différents ports du monde, comme celui Hosojima au Japon (**Yoshida et al. 2001**), le port de Hua-Lien au Taiwan (**Chen et al. 2004**), le port de Long Beach en Californie (**Kofoed-Hansen et al. 2005**), et le nouveau port de Pohang en Corée du Sud (**Kumar et al. 2014**). Le schéma suivant montre, d'après **Rabinovich (2009)** le mécanisme global responsable de la génération des ondes infragravitaires en zone côtière.

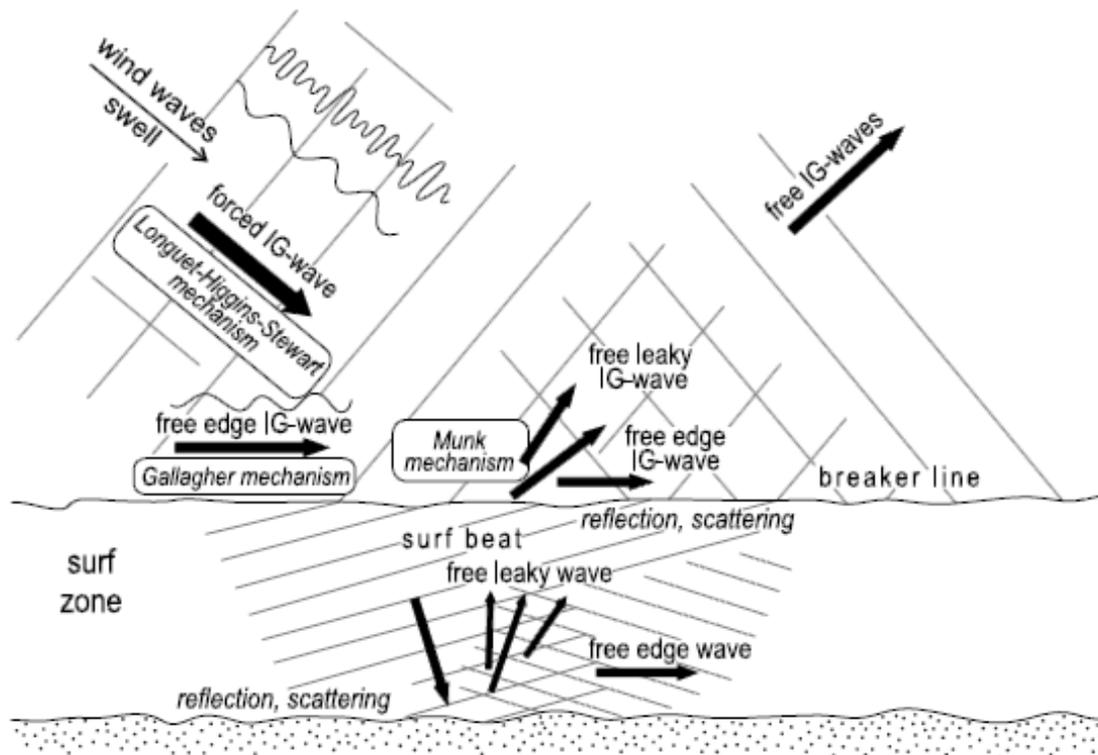


Figure 2 : Mécanisme général des infragravités en zone côtière (Rabinovich 2009)

4. Les seiches :

Les seiches sont des oscillations permanentes de longue durée dans un bassin fermé ou dans une partie localement isolée d'un bassin (**Rabinovich 2009**). Selon le même auteur les seiches ont des caractéristiques physiques similaires aux vibrations d'une corde de guitare ou d'une membrane élastique. Les périodes de résonance des seiches sont déterminées par la géométrie et la profondeur du bassin, où elles peuvent aller de quelques dizaines de secondes à plusieurs heures.

Contrairement aux seiches générées par un forçage externe direct et des évènements exceptionnels (pression atmosphérique, vent et activité sismique), les oscillations portuaires (Harbour oscillations) sont principalement générées par des vagues de longues périodes qui entrent par la frontière ouverte (entrée du port) depuis la mer (**Rabinovich 2009**). Le phénomène de seiche se produit lorsque leur fréquences avoisinent la fréquence de résonance d'une baie ou d'un port (**Muteau and André 2014**).

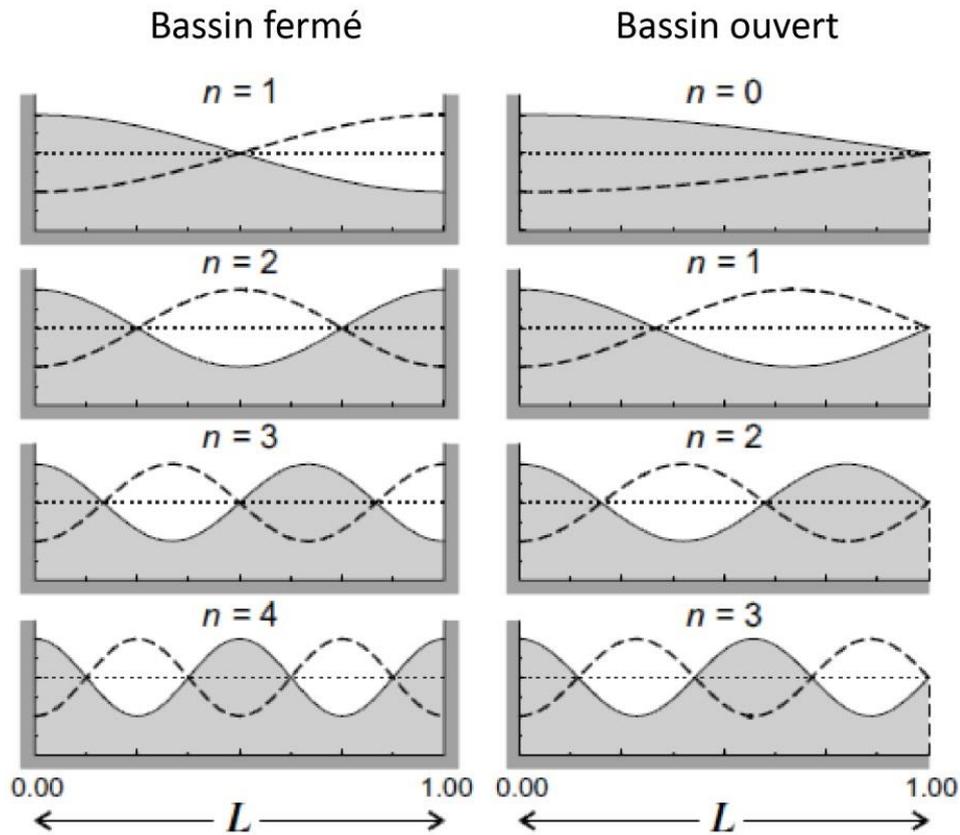


Figure 3 : Schéma du profil de la seiche de premiers ordres (n) d'après Rabinovich (2009)

La théorie fondamentale des oscillations de seiche est comparable à celle des oscillations libres et forcées des systèmes mécaniques, électriques et acoustiques (Sorensen et al. 2002).

L'ensemble des fréquences propres (périodes) des seiches et leurs caractéristiques sont une propriété fondamentale relative à un bassin particulier et sont indépendantes du mécanisme externe qui force les oscillations. En revanche, les amplitudes des seiches générées dépendent fortement de la source d'énergie qui les génère, et peuvent donc présenter une variabilité prononcée (Hutchinson 1975).

Concernant la résonance, elle se produit lorsque les fréquences dominantes du forçage externe correspondent à la fréquence fondamentale du bassin (Rabinovich 2009).

Les oscillations portuaires ou seiches côtières (**Giese and Chapman 1993**), sont un type particulier de mouvement de seiche qui se produit dans des bassins semi fermés (golfs, baies, fjords, entrées, ports et havres) qui sont connectés par une ou plusieurs ouvertures à la mer (**Wiegel 1964; Mei 1989**).

Les oscillations portuaires diffèrent des seiches dans les plans d'eau fermés (par exemple, dans les lacs), selon **Rabinovich (1993)** sur trois principaux axes :

- « *Contrairement aux seiches générées par un facteur de forçage externe direct (pression atmosphérique, vent et activité sismique), les oscillations portuaires sont essentiellement provoquées par des vagues longues qui pénètrent par la frontière ouverte (entrée du port) depuis la mer.*
- *La perte d'énergie des seiches dans les bassins fermés est principalement associée à la dissipation, tandis que la baisse des oscillations portuaires est principalement causée par le rejet à travers l'embouchure du port.*
- *Les oscillations portuaires ont un mode fondamental bien déterminé, le mode de Helmholtz, similaire au ton fondamental d'un résonateur acoustique (**Murty 1977**). Ce mode est inexistant dans les bassins fermés. » (**Rabinovich, 1993**).*

Aussi, les seiches, étant des oscillations résonantes naturelles, sont provoquées par une grande variété de mécanismes, notamment les tsunamis (**Murty 1977; Djumagaliev et al. 1994; Henry and Murty 1995; Rabinovich 1997**), les ondes sismiques de sol (**Donn 1964; McGarr 1965; Korgen 1995; Barberopoulou et al. 2006**), les ondes océaniques internes, (**Giese and Hollander 1987; Giese and Chapman 1993; Chapman and Giese 2001**), et les courants d'altitude (**Honda et al. 1908; Nakano 1933; Murty 1977**).

Cependant, les deux facteurs les plus fréquents à l'origine de ces oscillations dans les baies et les ports sont les phénomènes atmosphériques et l'interaction non linéaire des vagues de vent ou de la houle (**Wilson 1972; Okihiro et al. 1993; Rabinovich 1993**). Les seiches dans les plans d'eau semi fermés sont souvent générées par un forçage externe direct sur la surface de la mer, principalement par les variations de pression atmosphérique et le vent (**Wilson 1972; Hutchinson 1975**).

Selon **Rabinovich (2009)**, la période fondamentale est la période de l'onde pour laquelle un bassin semi fermé entre en résonance avec les ondes marines incidentes. Cette période est calculée selon la forme et les dimensions de chaque type de bassin par la formule de Merian établie en 1828. Pour le cas de la baie d'Alger, un bassin semi fermé avec une forme semi circulaire, la formule de Merian est exprimée, selon le même auteur, comme suit :

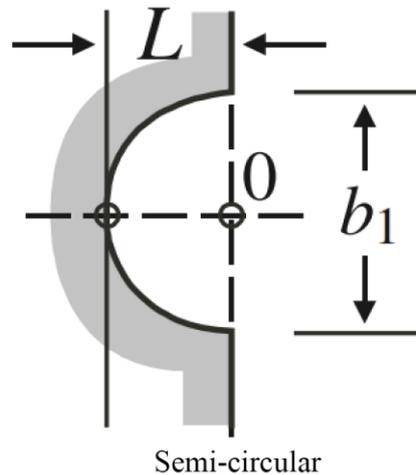


Figure 4 : Schéma simplifié de la géométrie d'une baie semi circulaire (Rabinovich 2009)

$$T_0 = 2.220(2L/(gh)^{1/2}) \quad (1)$$

Où :

T_0 : est la période fondamentale du bassin

L : est la longueur de la baie

g : est l'accélération de la gravité

h : est la profondeur de l'eau de mer à l'entrée de la baie.

Le port d'Alger, en se basant sur cette formule, est fortement atteint par des événements de météotsunamis, avec des périodes d'oscillation proches de 20 min, correspondant à la période fondamentale des seiches et des météotsunamis, avec les caractéristiques de la baie d'Alger (8290 m de longueur, et 80 m de profondeur), et en considérant la gravité à 9.81 m/s^2 .

5. Les météotsunamis :

Dans certaines régions océaniques, les ondes dues au forçage atmosphérique (ondes de gravité atmosphérique, sauts de pression, passages frontaux, rafales de vent) peuvent être responsables d'oscillations portuaires importantes, voire catastrophiques, avec la même échelle temporelle et spatiale que les vagues de tsunamis proprement dites et peuvent affecter les côtes d'une manière aussi destructrice (**Rabinovich 2009**). Ces ondes ont été appelées tsunamis météorologiques ou « météotsunamis » par (**Nomitsu 1935; Defant 1961; Rabinovich and Monserrat 1996, 1998; Rabinovich 2009**). Le schéma suivant par **Rabinovich (2009)** montre les principaux mécanismes de forçage générant les météotsunamis.

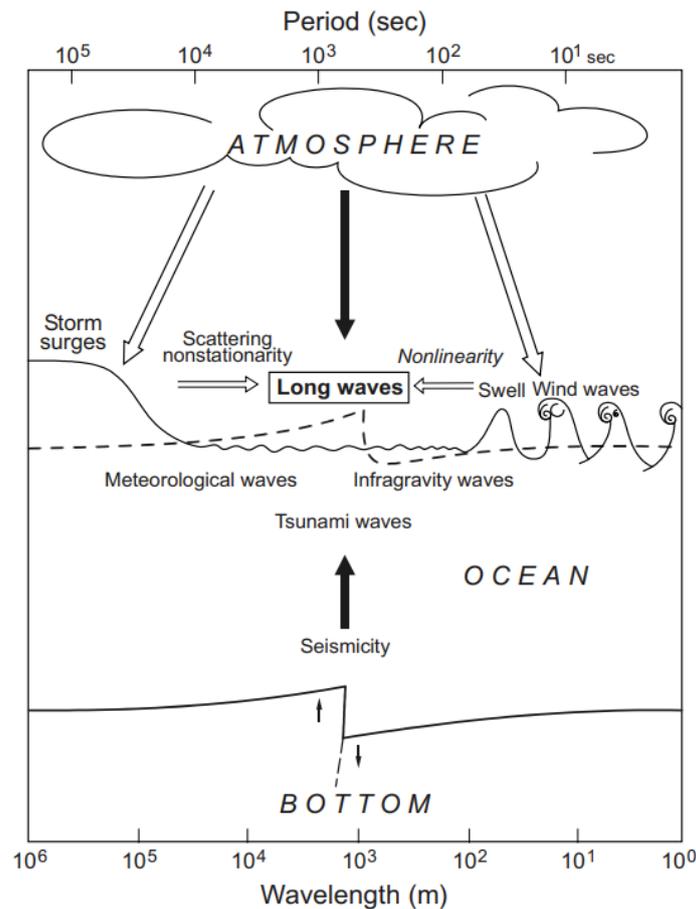


Figure 5 : Principaux mécanismes de forçage générant des ondes océaniques de longues périodes (Rabinovich 2009)

Ces ondes ont été observées en Afrique du sud le 11 Mai 1981, avec une hauteur approximative de 60 cm, et ont été considérées comme des tsunamis en Septembre 1981 au « *Tsunami Newsletter* », puis ont été identifiées par **Shillington (1984)** comme des ondes de longues périodes générées par des phénomènes atmosphériques.

Comme pour la majorité des phénomènes extrêmes d'origine naturelle, c'est le contexte géographique (et notamment, dans ce cas, la bathymétrie et la topographie des côtes) qui détermine les zones exposées aux météotsunamis dans le monde. Parmi ces zones, la Méditerranée occidentale est fortement concernée (**Ramis and Jansa 1983; Rabinovich and Monserrat 1998**).

Dans des cas extrêmes (en moyenne tous les 5-10 ans), ces oscillations peuvent atteindre plusieurs mètres, comme l'événement du 15 juin 2006, avec une hauteur de vague de 4 m, la manifestation la plus violente d'un météotsunami rapportée dans le bassin méditerranéen au cours des dernières décennies (**Jansa et al. 2007**), suivie en deuxième position par le météotsunami du 21 juin 1984 (3.5 m).

6. Les Tsunamis :

Un tsunami est une vague, ou une série de vagues dans un train de vagues, générée par le déplacement soudain et vertical d'une colonne d'eau. Ce déplacement peut être dû à une activité sismique, un volcanisme explosif, un glissement de terrain au-dessus ou en dessous de l'eau, un impact d'astéroïde ou à certains phénomènes météorologiques. Ces vagues peuvent être générées dans les océans, les baies, les lacs, les rivières, ou des réservoirs. Le terme tsunami est japonais et signifie port (Tsu) et vague (Nami), car ces vagues se développent souvent comme des phénomènes de résonance dans les ports après des tremblements de terre au large (**Bryant 2014**). La cause la plus courante des tsunamis est l'activité sismique. Sur les deux derniers millénaires, les tremblements de terre ont produit 83.0 % de tous les tsunamis dans l'océan Pacifique (**NOAA 2013**).

Sachant que les ondes sismiques sont de quatre types : les ondes P, S, Rayleigh et de Love (**Geist 1998**), les ondes Rayleigh ont des mouvements à la fois horizontaux et verticaux qui produisent une rotation elliptique du sol similaire à celle produite dans les particules d'eau par le passage d'une vague océanique.

Ceci mène à déduire que les tsunamis sont générés par des séismes en causant un déplacement physique des fonds marins, le long d'un réseau de faille, en tirant leur énergie des ondes Rayleigh (**Bryant 2014**). Par ailleurs, les tsunamis sont aussi causés en deuxième degré, par les grands mouvements de terrain (principalement les glissements sous-marins), qui peuvent être générés par des activités sismiques. En troisième degré, des phénomènes extrêmes tels que les éruptions volcaniques, ou la chute de météorites, sont susceptibles de créer des vagues de tsunami aussi destructives, voire même plus dévastatrices.

La côte algérienne possède un record bien marqué des tsunamis, du fait de la sismicité active au niveau du bassin méditerranéen ouest. A ce propos, plusieurs séismes ont provoqué des tsunamis sur la côte algérienne, comme ceux induits lors du séisme de Zemmouri en 2003 (**Alasset et al. 2006**), qui a causé un soulèvement de la côte de 0.55 m par rapport au niveau moyen de la mer (**Meghraoui et al. 2004**), les séismes de Jijel des 21 et 22 août 1856 (**Harbi et al. 2011**), et le tsunami qui a affecté la côte algérienne près d'Alger le 2 janvier 1365 (**Alasset et al. 2006**). La Figure 6 montre les signaux du niveau de la mer, lors du tsunami de Zemmouri le 21 Mai 2003, enregistrés dans différents ports des Iles Baléares.

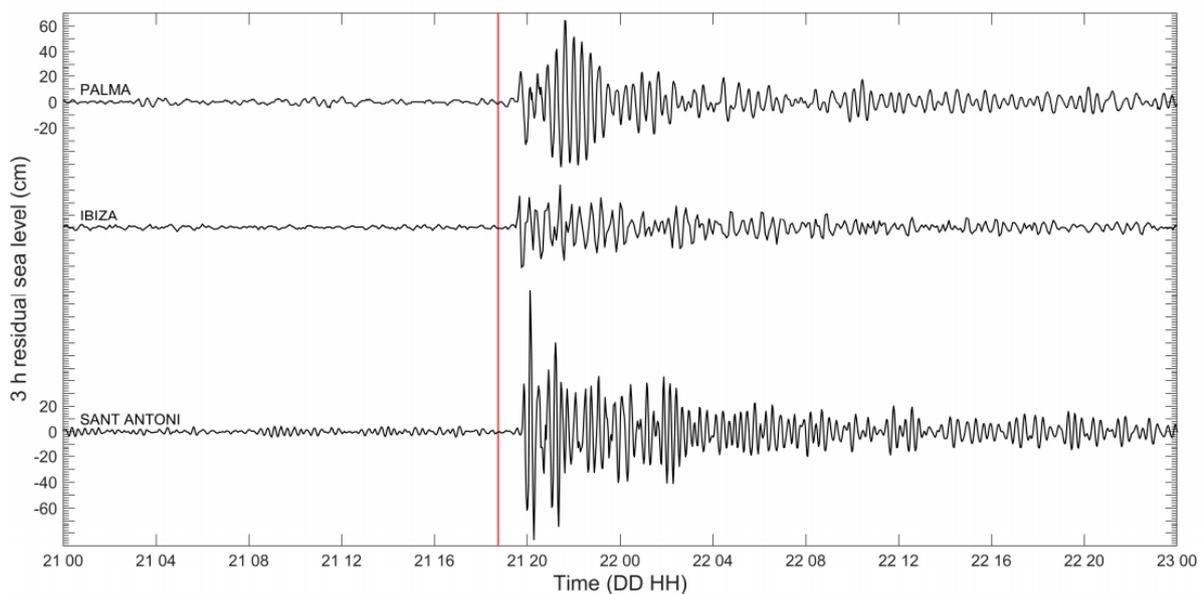


Figure 6 : Signaux marégraphiques de Zemmouri 2003 aux îles Baléares (Masina et al. 2020)

7. La marée :

La marée est la fluctuation du niveau de la mer, due à l'action de la gravité luni-solaire, des astres dont les mouvements peuvent être calculés avec précision sur des périodes de plusieurs centaines, jusqu'à quelques milliers d'années. Un des objectifs principaux de l'étude de la marée est de déterminer la relation entre le mouvement des objets célestes et la réponse des océans à l'action de ces forces de gravité, afin d'établir des formules de prévision (**Simon 2007**).

Les marées ont une amplitude maximale quand la lune et le soleil ajoutent leur action au moment de la pleine et de la nouvelle lune ("marées de vives eaux"). Elles sont minimales quand les actions des deux astres se contrarient ("marées de mortes eaux"). L'action de la lune est dominante, l'attraction du soleil ne représente que 45% de celle de la lune: les marées suivent le cycle lunaire, soit 29 jours environ, pendant lequel il y a deux périodes de vives eaux et deux de mortes eaux.

Les marées déterminent des courants côtiers alternatifs qui se propagent sur la plate-forme dans un sens quand la marée monte (courant de flot) et dans le sens opposé quand elle descend (courant de jusant). En général, la vitesse du courant dépend du marnage, de la profondeur et de la forme des côtes.

La période de retour d'une onde de marée peut être diurne (journée) de 12h à 24h, comme elle peut être semi-diurne (demi-journée) de 6h à 12h, ou mixte (parfois diurne, parfois semi-diurne), selon la dimension du bassin marin.

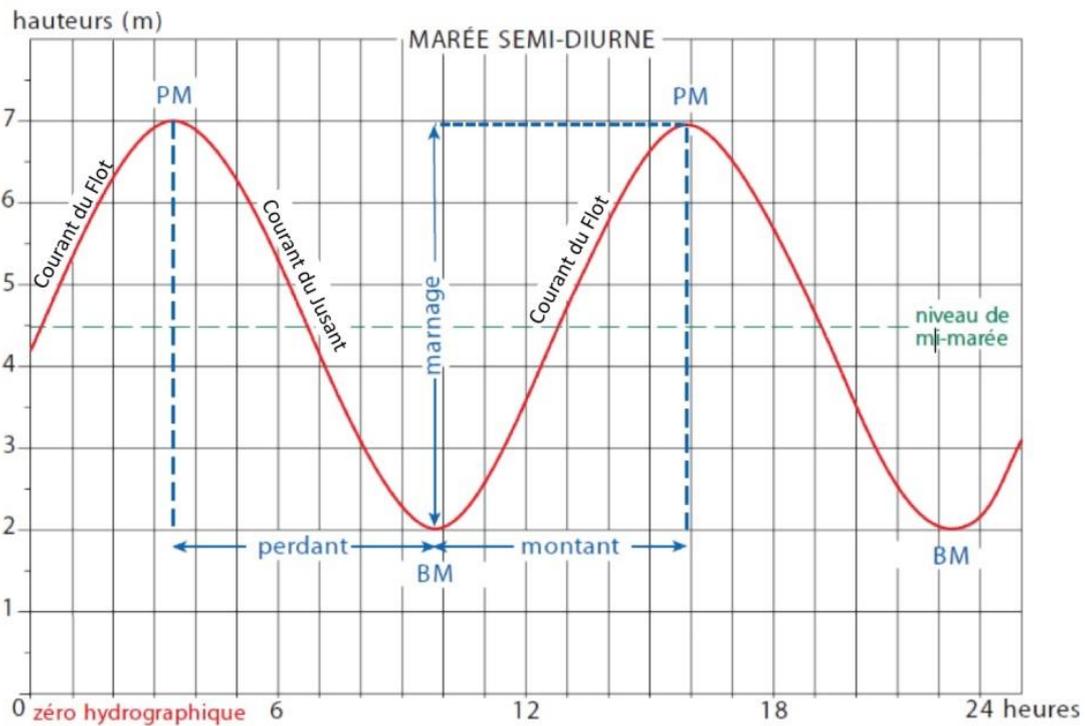


Figure 7 : Schéma des composantes d'une marée semi-diurne (Simon 2007) modifié

Lorsqu'une onde de tempête coïncide avec une marée astronomique haute et une grande vague, un niveau d'eau extrêmement élevé se produit à la côte (Feng et al. 2016), ce qui endommage les défenses côtières, inonde les zones de basse altitude et menace la vie et les infrastructures côtières (Needham et al. 2015). De nombreuses études rapportent que l'interaction non linéaire entre la marée et la crue de tempête est importante, en particulier dans les régions à faible profondeur (Quinn et al. 2012).

Cette interaction peut être attribuée aux termes non linéaires des équations de quantité de mouvement de la circulation océanique (Parker 1991). Dans la zone du nearshore, le gradient de pression est équilibré par la contrainte du fond, ce qui influence fortement l'interaction non linéaire entre marée et onde de tempête. La contribution de l'interaction non linéaire de l'onde de marée à l'onde de tempête augmente au niveau de la côte d'environ 32,4 % de l'amplitude de la marée (Song et al. 2020).

Sachant que le bassin méditerranéen est connu pour ses marées mixtes entre semi-diurnes et diurnes (Rami et al. 2016), et du moment que les infrastructures portuaires affectent les ondes de résonances et de tempête principalement par l'interaction marée-onde, la variation semi-diurne des ondes induites au niveau du port est due à son influence sur les constituants locaux

de la marée semi-diurne et leur modulation du transfert de l'énergie des vagues à la circulation côtière, (Song et al. 2020). Cette influence fait de la marée un élément amplificateur de la hauteur du niveau de la mer dans la baie d'Alger, quand elle coïncide dans le temps, avec une situation de forte agitation causée par des phénomènes atmosphériques, la résonance, et des vagues du vent.

Conclusion :

Afin d'effectuer une analyse correcte des mouvements du niveau de la mer, il est nécessaire de définir les différents types d'ondes marines, leurs gammes de périodes (ou de fréquences), leurs causes de génération, à une échelle globale et à une échelle locale, dans une région spécifique comme l'exemple d'une zone portuaire. Le comportement du niveau de la mer varie d'une région à une autre selon sa typologie, sa forme, son climat et les facteurs externes agissant sur la variation du niveau de la mer à son niveau, telle que la zone portuaire du centre algérien, précisément la baie d'Alger. Pour leur importance capitale dans la caractérisation de cette dernière, les paramètres relatifs à la baie d'Alger sont présentés dans le chapitre suivant.

Chapitre 2 : Généralités sur la zone d'étude

Chapitre 2 : Généralités sur la zone d'étude

I. Situation géographique :

1. La baie d'Alger :

Constituant 43 % du littoral de la capitale, avec un trait de côte d'environ 31 km de long, la baie d'Alger représente l'unité morphologique la plus sensible du littoral centre algérien par son caractère socio-économique important, déterminé par la contenance de deux ports, à l'ouest, le port d'Alger (port de commerce), l'un des plus grands et importants ports d'Algérie, et à l'est, le port de Tamentfoust (port de pêche et de plaisance). Son importance est caractérisée aussi par la dominance de 11 sur 19 communes côtières de la wilaya d'Alger.

La baie d'Alger se situe au nord de l'Algérie, entre les latitudes $36^{\circ}43'51.52''\text{N}$ et $36^{\circ}49'36.76''\text{N}$, et entre les longitudes $3^{\circ}0'17.17''\text{E}$ et $3^{\circ}13'59.38''\text{E}$. Elle est bordée au sud par la plaine de la Mitidja, au nord par la mer Méditerranée, à l'est par le cap Matifou (El Marsa), et à l'ouest par la pointe Pescade (Raïs Hamidou).

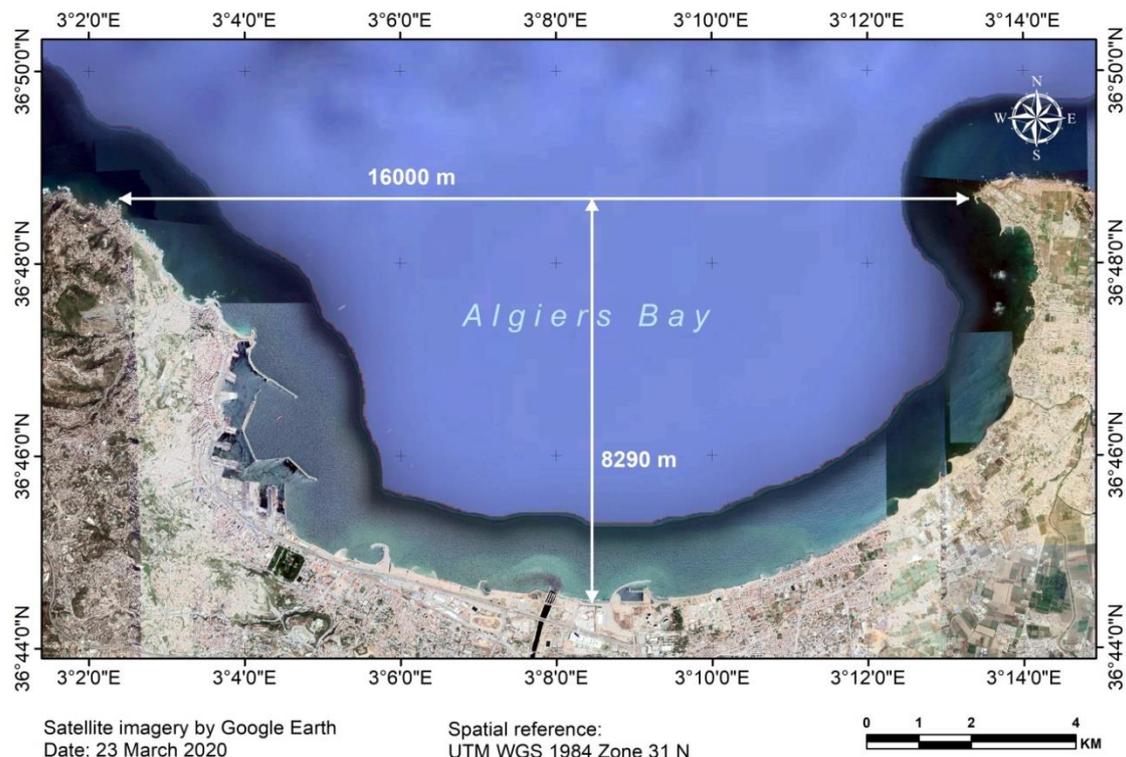


Figure 9 : Situation géographique de la baie d'Alger

2. Le port d'Alger :

Le port d'Alger est un port maritime international de commerce, situé dans la partie occidentale de la baie d'Alger, occupant trois communes côtières du littoral algérois (Casbah, Alger-centre, Belouizdad). Cette position géographiquement stratégique, presque insulaire, et dominée par une région montagneuse au sud, lui confère un rôle important à l'échelle nationale, méditerranéenne, et mondiale.

Il est situé sur la coordonnée latitude de $36^{\circ} 50' N$ et la longitude de $3^{\circ} 02' E$, ayant ainsi une situation ouverte sur l'ensemble de la baie d'Alger, avec une surface globale de 126 Ha, et un plan d'eau de 184 Ha, divisé en trois bassins (vieux port, Agha, et Mustapha), et un tirant d'eau de 6 à 10m (<https://www.portalger.com.dz/>).



Figure 10 : Situation géographique du port d'Alger

3. Le port de Tamentfoust :

Le port de Tamentfoust, est un petit port maritime reconnu par son activité de pêche et de plaisance locale, situé dans la commune d'El Marsa, à l'extrême Est de la baie d'Alger, et constitue le point de fermeture de cette dernière.

Il est positionné sur la coordonnée latitude de $36^{\circ} 48' 23''$ N et la longitude de $3^{\circ} 13' 50''$ E. Dominé principalement par le massif d'El Marsa, au nord et jusqu'à l'est, et par la mer méditerranée au sud jusqu'à l'ouest, le port de Tamentfoust possède ainsi la particularité d'avoir une passe orientée vers le sud.

Ce port est caractérisé par une surface terre-plein de 2.61 Ha, d'un plan d'eau d'une surface de 3 Ha, et d'un tirant d'eau de 5m (SGPP).

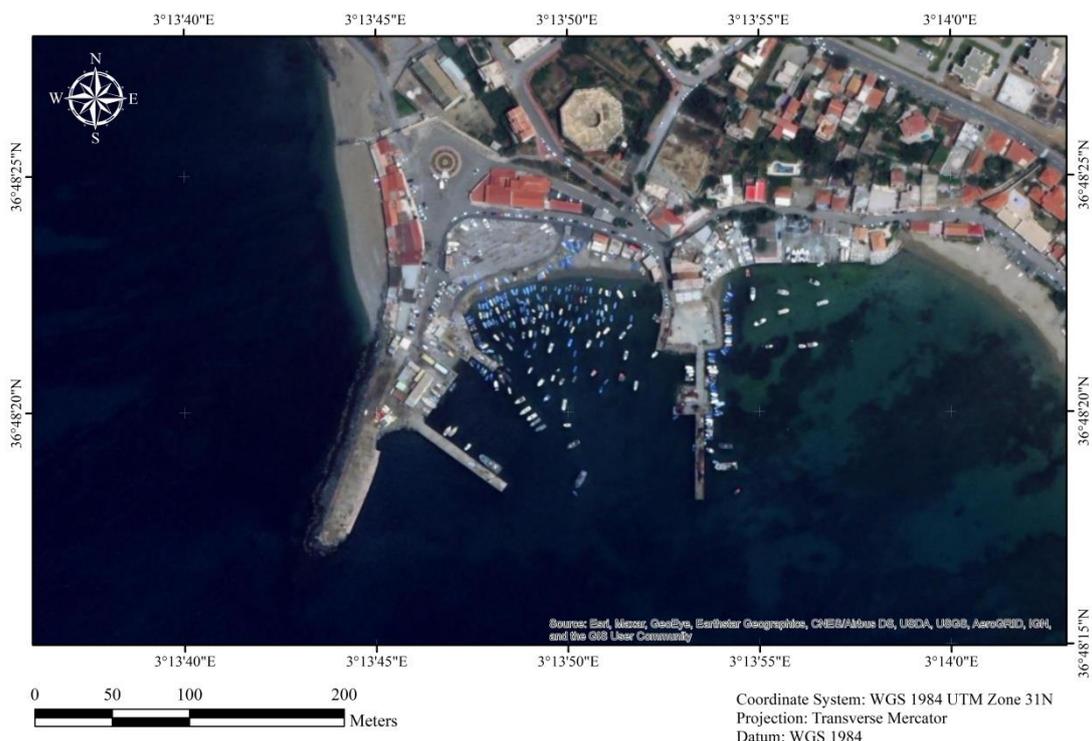


Figure 11 : Situation géographique du port de Tamentfoust

II. Géomorphologie et bathymétrie

La baie d'Alger est un bassin semi-elliptique sous forme d'un plateau d'environ 16 km de largeur (E-W) à l'ouverture, et d'une longueur de 8290m (N-S) à partir du point central (Figure 9). Le plateau de la baie d'Alger bordé à l'Est par le cap rocheux d'El Marsa, et à l'Ouest par le massif de Bouzaréah, et présente une pente faible de 1.8% (Atroune 2012). Cette pente, comme le montre la Figure 12, est relativement faible de aux premiers 80m de profondeur, et passe du massif d'Alger au cap El Marsa avec une forme quasi rectiligne, et le rivage se courbe entre les deux crêtes donnant lieu à une baie très régulière (Leclaire 1972).

Cette pente devient de plus en plus raide en allant vers le large, au niveau du plateau continental, jusqu'à l'atteinte du talus continental au niveau de l'isobathe -110m. Ce dernier présente une pente raide jusqu'à l'isobathe -1000m, avec un replat bien marqué au centre de l'ouverture de la baie, à 500m de profondeur.

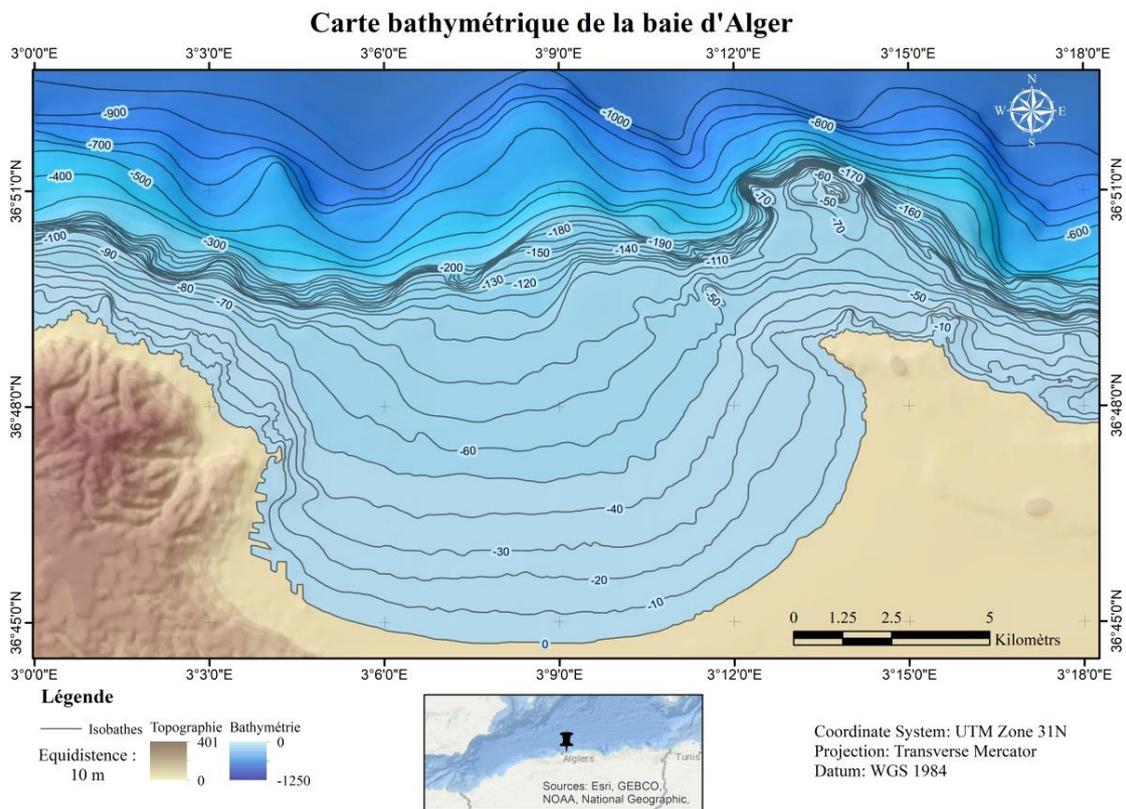


Figure 12 : Carte bathymétrique de la baie d'Alger (Leclaire 1972)

Le plateau continental algérois est particulièrement large au centre la de la baie (environ 10 km de largeur), et se rétrécit jusqu'à la disparition, au niveau des deux caps.

Au niveau du massif de Bouzaréah, au piémont de la pointe Pescade, les isobathes du plateau se resserrent pour donner une continuité de pente forte depuis le sommet du massif jusqu'aux fonds de 2000m (**Leclaire 1972**).

Le talus continental au niveau de la baie, est un versant sinueux sous forme de vallées et de canyons (ex : canyon d'Alger au Nord-Est), avec une variation brusque de profondeur, allant de -100m jusqu'à -2000m, assurant ainsi la liaison entre le plateau continental, et la plaine abyssale méditerranéenne.

La forme de la baie d'Alger a été façonnée principalement par la sismicité marquante de la région, telle que le séisme du 28 Janvier 1961, et le séisme d'Alger du 02 Janvier 1365 qui, comme suggéré par **Atroune (2012)**, a été suivi par un important Tsunami lié au l'activité sismique du prolongement NW de la faille de Thenia.

III. Géologie régionale :

La région de l'algérois appartient au à la marge continentale algérienne, au sud du bassin de la méditerranée. Cette zone appartient globalement au domaine interne de la chaîne tellienne (**Glandeaud 1932**). La description géologique suivante de la région d'Alger a été établie à partir de la carte géologique de la Mitidja réalisée par Bennie et Partners en 1983 (Figure 13).

1. Contexte litho-stratigraphique :

a. Le Primaire :

D'après **Glangeaud et al. (1952)**, le primaire affleure au niveau du massif de Bouzaréah, qui est un socle métamorphique, formé par des roches cristallophylliennes (gneiss, schistes, marbres) de structures plissées, écaillées, avec des dépôts pélitiques et carbonatés.

b. Le Tertiaire :

Le Miocène :

Il affleure à l'Est, entre le cap d'El Marsa et Bordj el Bahri, par des formations marneuses à lentilles de grès du Burdigalien, et des marno-calcaires du Vindobonien.

Cet étage est aussi marqué par le soulèvement de la chaîne Atlasique et du synclinorium de la Mitidja et du Chéouiff au Miocène inférieur, suivi par l'émersion totale de la Mitidja avec une phase tectonique en distension et une grande activité volcanique au Miocène moyen.

Le Pliocène :

Le Pliocène au niveau de la région, est apparaît principalement au niveau du Sahel d'Alger, représenté par des formations de marnes bleues argileuses du Plaisancien à l'Ouest de la Mitidja, et par des grès fossilifères (glauconie) et des formations dunaires de l'Astien dans la partie Est du Sahel d'Alger. Par contre, le passage Astien-Calabrien est caractérisé par des formations sédimentaires lagunaires continentales.

Le Quaternaire :

Le quaternaire algérois selon **Aymé (1952)**, est caractérisé par un étage Villafranchien marqué par des argiles et limons de couleur rouges et des cailloutis (formation d'El Harrach), surmonté par des terrasses marines littorales, des alluvions, des graviers et des argiles (formation de la Mitidja).

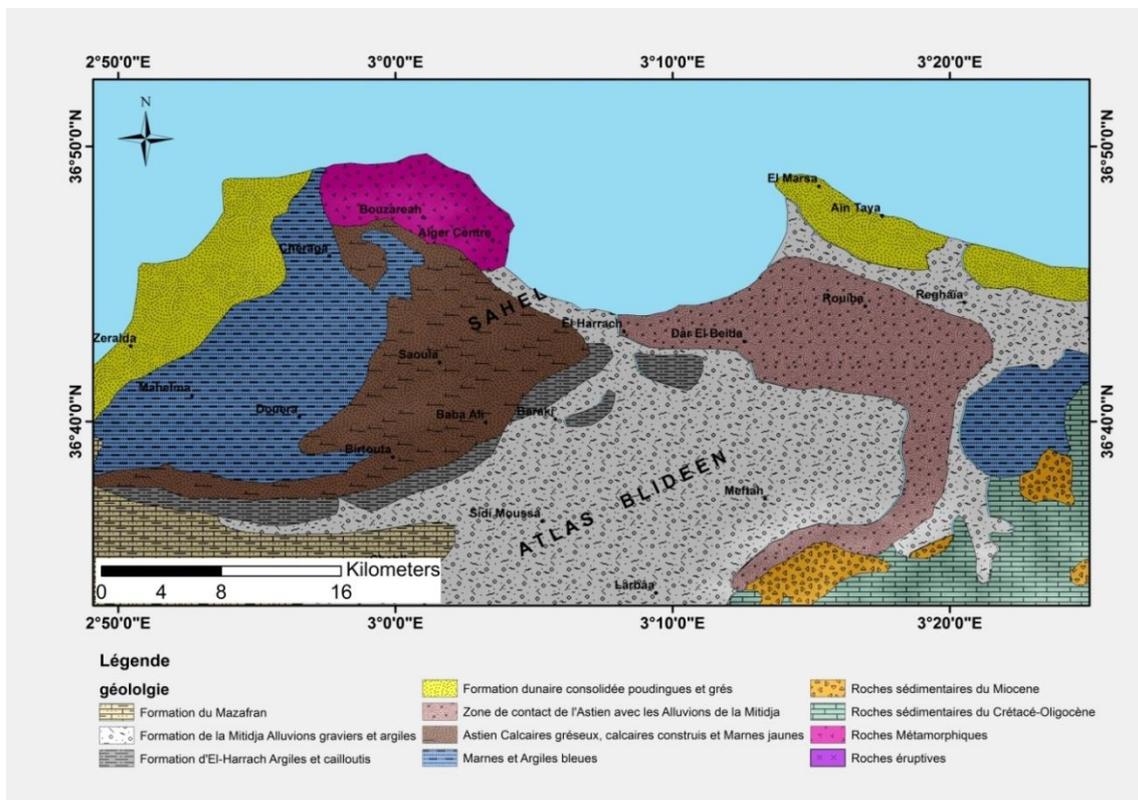


Figure 13 : Carte géologique de la baie d'Alger (Bennie et Partner, 1983)

2. Contexte sismotectonique :

La région d'Alger, depuis le paléozoïque, a toujours été le sujet d'une sismicité active, en passant par différentes phases tectoniques. Parmi elle, on cite celle de la phase hercynienne marquée par des chevauchements et des charriages, qui ont provoqué la formation des filons par injection (**Glangeaud et al. 1952**), la flexion du secondaire à grand rayon de courbure, causant l'affaissement de la Mitidja, et l'élévation du Sahel d'Alger. La phase Moi-Pliocène au Tertiaire a été distinguée par la mise en place de la faille de Thénia (ENE – OSO), la faille du Sahel (Est-Ouest), et la faille d'Alger d'une allure générale d'orientation NE-SO (**Aymé 1964**).

La plus récente phase tectonique est celle du quaternaire liée à l'eustatisme et la néotectonique, qui a causé la mise en place des différentes terrasses marines de la région et l'apparition de la baie d'Alger (**Betrouni 1983**). Cette phase a été le siège d'une activité sismique fréquente, et d'une importante magnitude (Akziz 2018), qui a généré dans certains événements des ondes de Tsunamis pouvant aller jusqu'à 5m de hauteur en 1365 (**Ambraseys and Vogt 1988; Harbi et al. 2007b; Maouche et al. 2009**). Le tableau suivant montre les principaux séismes historiques liés à des tsunamis dans les côtes algéroises :

Tableau 1 : Séismes historiques sur le littoral algérois liés à des tsunamis (Maouche et al. 2009)

| Date | Lat °N | Lon °E | Intensité | Réf. | Remarques | Hauteur vague | Site |
|--------------|--------|--------|-----------|------|------------------------------|-----------------|-----------------|
| 42 AD | | | | HAR | de | | Dellys |
| 03 Jan 1365 | 36.77 | 3.05 | X EMS | HAR | Lc, de, <i>i</i> , O Tsunami | 5 m | Alger |
| 22 Sep 1522 | 36.91 | 2.5 | IX MM | ETC | lc, O | | Nord Tipaza |
| 03 Fév 1716 | 36.67 | 2.95 | IX EMS | HAR | Lc, <i>i</i> , Tsunami | | Alger |
| Mai 1716 | 36.7 | 3.1 | VIII MM | SSIS | A | | Alger |
| 29 Nov 1722 | 36.77 | 3.05 | VII MM | SSIS | Lc | | Alger |
| Mai 1773 | | | ? | HAR | O, Tsunami | 2 m | Tipaza |
| 25 Août 1804 | 36.8 | 2.8 | IX MM | ETC | M, O | | Nord Sidi Fredj |
| 22 Sep 1860 | 36.8 | 2.5 | VIII MM | ETC | M, O | | Nord Tipaza |
| 25 Mai 1885 | 36.8 | 2.5 | V MM | ETC | M, O | | Nord Tipaza |
| 15 Jan 1891 | | | IX MSK | MAO | M, de, <i>i</i> | 30 cm | Gouraya |
| 21 Mai 2003 | | | X EMS | HAR | <i>i</i> | 1 m (en Europe) | Zemmouri |

Où :

Intensité (EMS: Echelle Macrosismique Européenne, MM: Echelle de Mercalli, MSK: Echelle Medvedev-Karnik-Sponhauer). Réf: références (HAR: **Harbi et al. 2007b, a**; ETC: European Tsunami Catalogue; SSIS: Seccion de Sismologia e Ingeniera Sismica "catalogue espagnol"; MOK: **Mokrane et al. 1994**; MAO: **Maouche et al. 2008**); Remarques (M: Localisation Macroséisme, Lc: Coordonnées de localisation, O: offshore, de: destructif, *i*: Disponibilité d'informations sur le macroséisme).

IV. Eustatisme :

Définition :

L'eustatisme, par définition, est le phénomène de variation globale et uniforme du niveau de la mer, qui décrit la hausse ou la baisse du niveau marin affectant les mers et les océans avec une même amplitude (Figure 14). Cette variation est estimée par la distance moyenne entre la surface des mers et le noyau terrestre, elle est donc définie comme absolue, en considérant l'eustatisme à partir d'un repère fixe, et non-relié aux mouvements de la Terre (**Ostanciaux 2012**).

Contrairement à l'eustatisme, les variations non uniformes du niveau marin concernent le mouvement vertical de la mer, par rapport à un repère local, et différent d'une région à une autre. Ces variations peuvent être liées à des phénomènes terrestres locaux tels que la tectonique ou les variations climatiques (**Akziz 2018**).

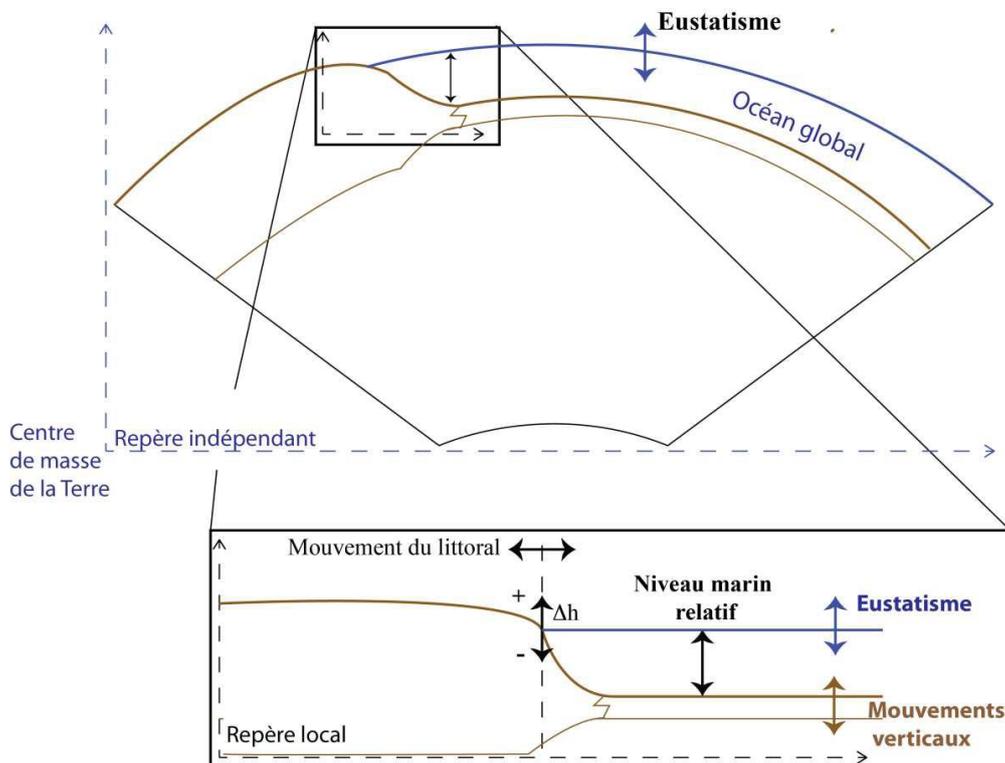


Figure 14 : Schéma de la variation du niveau de la mer relatif à l'eustatisme (Ostanciaux 2012)

Eustatisme en Méditerranée :

Le bassin méditerranéen est fortement impacté par les variations eustatiques, principalement durant la phase du quaternaire. Ces dernières jouent un rôle de base dans la morphogénèse des de la côte, notamment les cordons dunaires littoraux, les plages et les falaises marines, et par conséquent, l'évolution du trait de côte (**Tesson and Gensous 1998**). L'eustatisme en Méditerranée est principalement dû à deux grands facteurs, la tectonique et les grandes glaciations-inter-glaciations (**Malartre et al. 1998**), ce qui nous permet de le classer en deux grandes catégories :

- Le tectono-eustatisme, basé sur l'influence de la tectonique sur le niveau moyen de la mer, en considérant un volume constant des océans, qui évolue sur une grande échelle temporelle, selon l'évolution de la morphologie des bassins océanique par des facteurs géodynamiques (**Malartre et al. 1998**), générant ainsi des mouvements de transgression et régression marine.
- Le glacio-eustatisme ou eustatisme glaciaire, concerne la variation globale du niveau marin par la croissance ou la fonte des glaciers, suivant les changements climatiques et paléoclimatiques durant le quaternaire. Cet aspect se manifeste par une transgression marine lors de la fonte des calottes glaciaires, et une régression marine lors des glaciations (**Bosence et al. 2003**).

V. Conditions climatiques :

1. Températures et précipitations :

Par leur effet important et leur relation directe avec le climat d'une région, la température et les précipitations représentent des facteurs déterminants dans la variation locale des conditions climatiques, et ainsi dans les variations du niveau de la mer et de l'hydrodynamisme marin.

La température constitue un paramètre restrictif, contrôlant l'ensemble des phénomènes, des processus et des conditions métaboliques, et par conséquent, la répartition de l'ensemble des espèces et des biocénoses dans la biosphère (**Ramade 2003**).

Au littoral, la température possède un aspect atténué par son effet modérateur, en étant intense au niveau de la zone côtière, et diminue de plus en plus en allant vers les régions intérieures. La température dans une zone littorale dépasse rarement les 40°C et ne descend pas sous 0°C (**Atroune 2012**).

Malgré leur relation indirecte avec le niveau de la mer, la pluviométrie saisonnière représente une variable importante dans l'étude et l'analyse du climat, qui à son tour, agit de manière directe sur l'hydrodynamisme marin, et le niveau de la mer.

Les données de précipitation et de température, ont été collectées en libre accès par La U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration (**NOAA**), au niveau de la station météorologique du port d'Alger (latitude : 36.77°N – longitude : 3.10°E – altitude : 8m) codée (369) et gérée et par l'Office National de la Météorologie d'Algérie (**ONM**). Ces données concernent les enregistrements moyens mensuels de température et de précipitation sur la période de 2014 à 2020.

Ces observations ont été traitées par analyse statistique, afin de tracer les courbes d'évolution mensuelle des précipitations et des températures minimales, maximales et moyennes durant cette période. Ces dernières sont superposées sur un même graphique, pour tracer le diagramme ombrothermique de **Gausson and Bagnouls (1952)**, qui met en évidence les périodes sèches et les périodes humides de l'année, dans la baie d'Alger.

Tableau 2 : Précipitations et températures moyennes mensuelles (2014-2020)

| <i>Mois</i> | <i>Sept</i> | <i>Oct</i> | <i>Nov</i> | <i>Déc</i> | <i>Jan</i> | <i>Fév</i> | <i>Mar</i> | <i>Avr</i> | <i>Mai</i> | <i>Juin</i> | <i>Juil</i> | <i>Aout</i> |
|------------------------|-------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|-------------|
| <i>P (mm)</i> | 17.00 | 46.33 | 106.60 | 77.71 | 93.33 | 39.29 | 60.33 | 68.20 | 23.14 | 10.67 | 0.00 | 1.33 |
| <i>T_{moy}</i> | 24.23 | 20.08 | 15.50 | 12.30 | 11.13 | 12.26 | 13.90 | 16.02 | 19.29 | 24.68 | 26.60 | 27.10 |
| <i>T_{min}</i> | 18.40 | 14.02 | 9.08 | 7.01 | 5.69 | 6.50 | 7.85 | 10.27 | 13.10 | 16.58 | 20.10 | 21.15 |
| <i>T_{max}</i> | 30.44 | 27.12 | 22.93 | 18.83 | 17.49 | 18.66 | 20.28 | 21.93 | 25.71 | 29.55 | 33.00 | 33.88 |

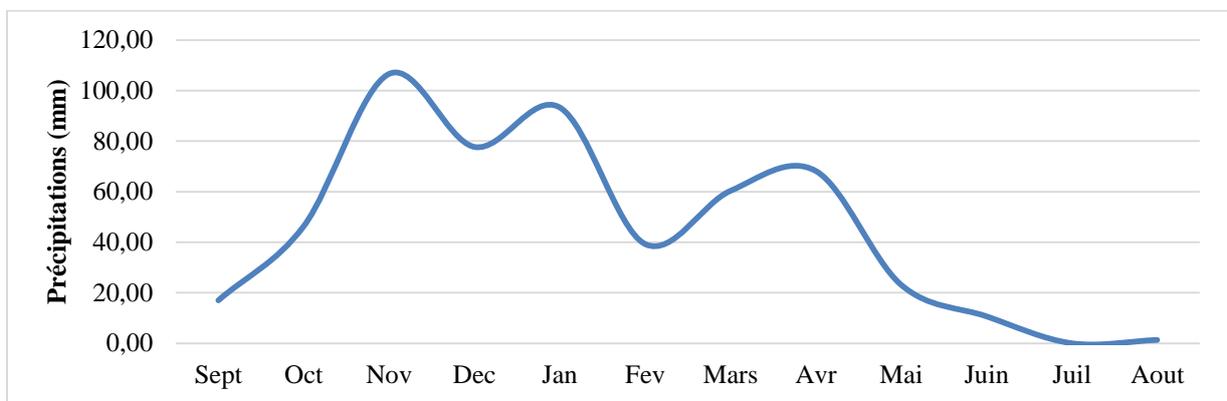


Figure 15 : Précipitations moyennes mensuelles (2014-2020)

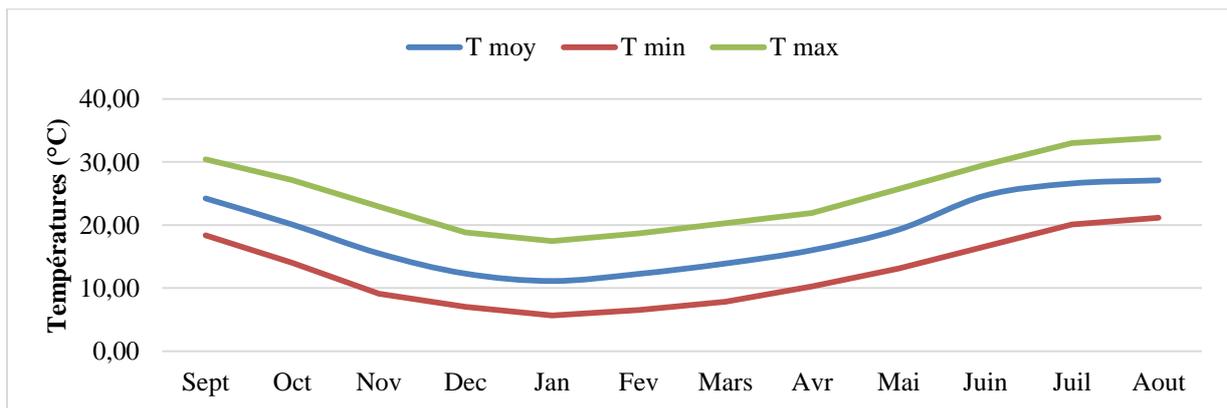


Figure 16 : Températures moyennes mensuelles (2014-2020)

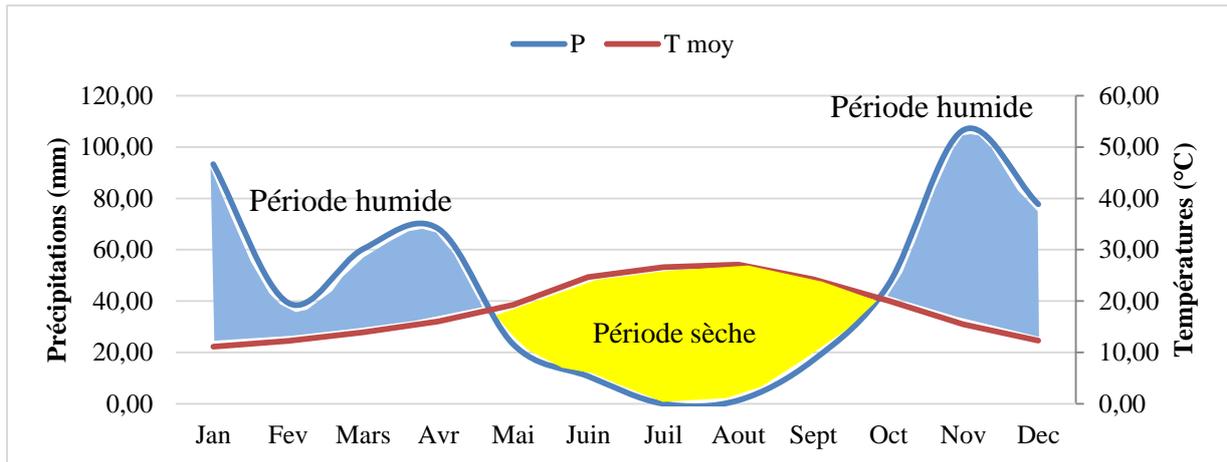


Figure 17 : Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (2014-2020)

D'après l'analyse statistique de ces observations annuelles, la baie d'Alger est caractérisée par une période sèche qui s'étend du mois de Mai jusqu'en fin Septembre, avec des précipitations ne dépassant pas en moyenne les 23 mm, et allant jusqu'à une valeur nulle au mois de Juillet, et des températures allant de 13 à 34°C. Depuis le mois d'Octobre jusqu'en Avril, une période humide qui est marquée par une pluviométrie relativement plus importante, peut atteindre en moyenne les 107 mm en Novembre, et diminue jusqu'à 39 mm au mois de Février, avec des températures moyennes faibles à ambiantes, passant de 5 à 27°C.

2. Les vents :

Le vent est un mouvement multidirectionnel des molécules d'air par rapport à la terre, causé par l'inégalité de la pression atmosphérique observée au même moment, dans différentes régions (Atroune 2012). Les vents représentent une variante importante dans la dynamique de l'eau de mer en surface, provoquant la génération de la houle, la vague et les courants de surface, en fonction de leur vitesse (Guilcher 1979).

Les données mesurées du vent ont été, tout comme les précipitations et les températures, collectées en libre accès par La (NOAA), afin d'identifier les paramètres principaux du vent (vitesse, direction, fréquence d'apparition). Ces données concernent plusieurs périodes selon l'objectif de l'analyse : Des données journalières de 2019-2020 qui ont permis d'analyser le comportement du vent durant l'année, et d'identifier le changement de ces paramètres entre la

période estivale et la période hivernale, et des données d'observations trihoraires correspondant à la période de chaque donnée marégraphique, afin de ressortir l'influence du vent sur le comportement du niveau de la mer à l'intérieur du port et dans la baie d'Alger.

Ces données ont été collectées sous format numérique contenant la vitesse et la direction du vent en fonction du temps, selon l'intervalle d'observation. Une analyse statistique a été effectuée sur les séries de données afin de calculer la fréquence d'apparition des vents par classe de vitesse et par direction, et de tracer les roses des vents de chaque période.

Période hivernale :

La période hivernale est caractérisée par la dominance des vents du Nord-Est, Nord et Sud-Ouest, avec des fréquences assez importantes, respectivement de 11.84%, 15.79% et 35.53%. Les vents du Sud-Ouest sont les plus marquants en termes de fréquence, malgré leur vitesse relativement faible, qui atteint au mois de Décembre, une valeur maximale de 10.7 km/h. Les vents du Nord sont plus forts, leur vitesse atteint les 19.9 km/h au mois de Novembre.

Les vents du Nord-Est, sont par contre moins fréquents, mais avec des vitesses assez fortes atteignant la valeur maximale de 24.1 km/h au mois de Mars, une valeur considérée comme une jolie brise de force 4 sur l'échelle de Beaufort. Ce pic de vitesse pourrait être dû au passage entre les saisons se produisant durant le mois de Mars. Les vents de l'Ouest et du Nord-Ouest, malgré la très faible répétition, ils apparaissent souvent avec une intensité non-négligeable en cette période, avec des vitesses respectives de 12.3 km/h et 14.4 km/h.

Tableau 3: Fréquence d'apparition des vents - période hivernale (Octobre 2019 à Mars 2020)

| Directions | N | NE | E | SE | S | SW | W | NW |
|-------------------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|
| Fréquence | 15.79% | 11.84% | 3.29% | 3.29% | 11.84% | 35.53% | 7.89% | 9.21% |

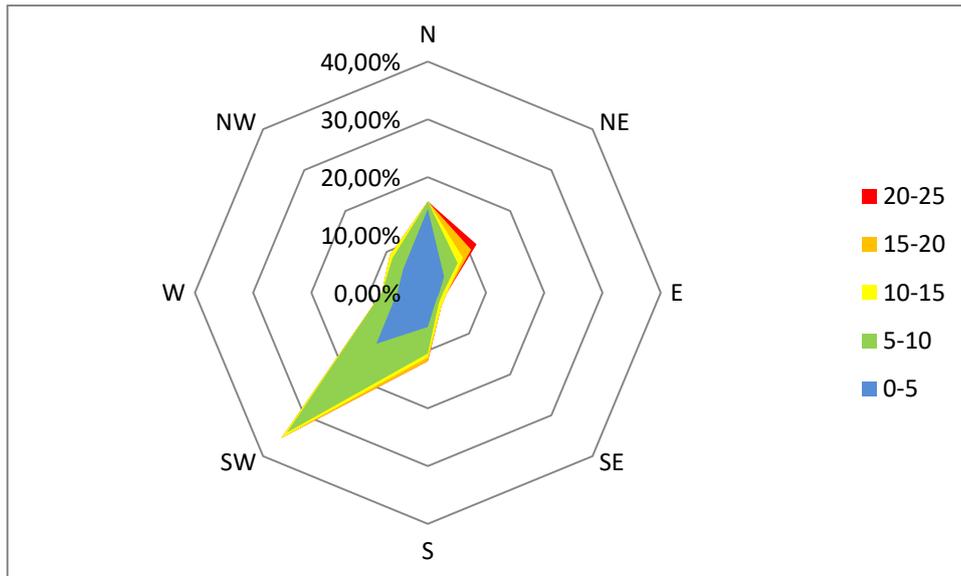


Figure 18: Rose des vents - période hivernale (Octobre 2019 à Mars 2020)

Période estivale :

Durant la période estivale, les vents du Nord et du Nord-Est dominent la majeure partie de la saison, avec des fréquences d'apparition de 37.38% et 28.50%. Les vents du Nord malgré leur fréquence très élevée, leur vitesse ne dépasse pas les 12.6 km/h, marquée au mois de Juillet, contrairement aux vents du Nord-Est qui atteignent la vitesse de 25 km/h en fin du mois de Mars, et la vitesse de 20.8 km/h au mois d'Août, considérée tout comme en période hivernale, dans la classe de force 4 sur l'échelle de Beaufort.

Ces vents dominants sur l'ensemble de la saison, sont parfois alternés par des coups de vent du Sud-Ouest d'une fréquence semestrielle de 9.81%, mais d'une vitesse importante, qui atteint une valeur de 17.8 km/h au mois d'Avril.

Tableau 4 : Fréquence d'apparition des vents - période estivale (Mars à Octobre 2020)

| Directions | N | NE | E | SE | S | SW | W | NW |
|------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| Fréquence | 37.38% | 28.50% | 1.87% | 1.40% | 1.87% | 9.81% | 10.28% | 7.94% |

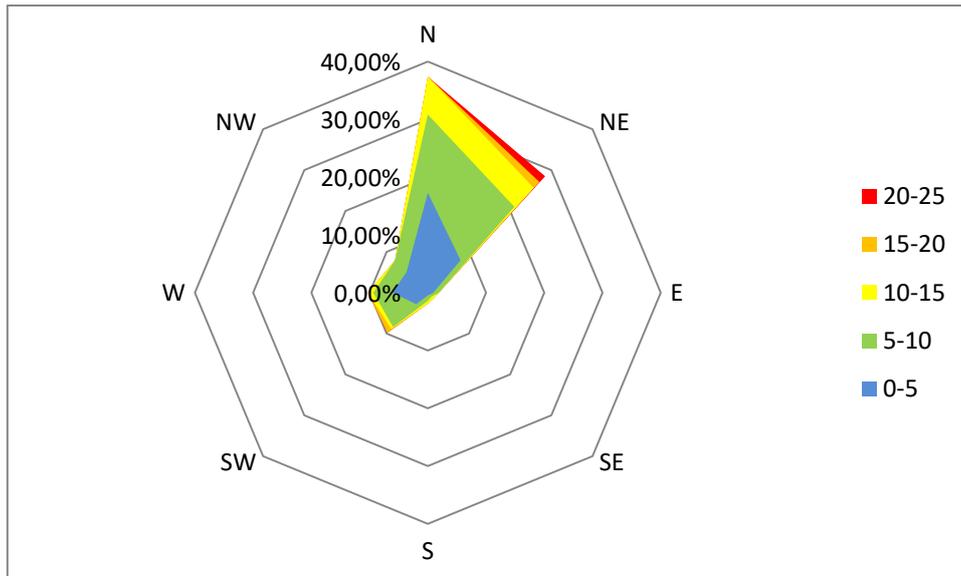


Figure 19: Rose des vents - période estivale (Mars à Octobre 2020)

Les vents annuels :

Les statistiques annuelles de la période de 2019-2020 montrent une dominance bien marquée des vents des secteurs Nord et Nord-Est avec des fréquences d'apparition respectives de 27.09% et 23.53%, suivies par les vents du Sud-Ouest avec une fréquence de 19.43%. Les maximas de vitesses sont de 25 km/h pour le secteur Nord-Est, et de 17.8 km/h pour les vents du Sud-Ouest. Le secteur Nord, malgré sa répétition la plus fréquente, sa vitesse n'est pas la plus intense de l'année, avec une moyenne autour de 6.2 km/h. Néanmoins, des valeurs maximales rares de vitesse avec une intensité relativement importante, sont observées séparément sur quelques jours de l'année, avec des valeurs entre 15.1 km/h et 19.9 km/h.

Tableau 5 : Fréquence annuelle d'apparition des vents (2019 / 2020)

| Directions | N | NE | E | SE | S | SW | W | NW |
|------------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| Fréquence | 27.09% | 23.53% | 2.74% | 3.15% | 6.16% | 19.43% | 9.30% | 8.07% |

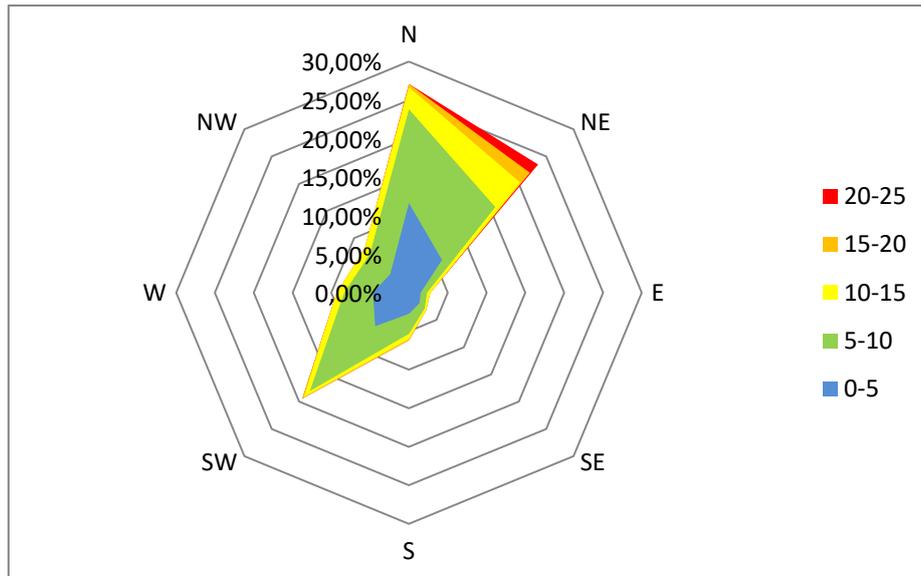


Figure 20 : Rose des vents annuelle (2019 / 2020)

En se basant sur les données analysées de la période de 2019-2020, la baie d'Alger est confrontée principalement à des vents de secteurs Nord, Nord-Est et Sud-Ouest, avec une fréquence dominante du secteur Sud-Ouest en saison hivernale, et des vents des secteurs Nord et Nord-Est plus fréquents précisément en période estivale, et globalement sur la rose des vents annuelle. Pour la vitesse, les vents du Nord-Est sont les plus intenses à longueur d'année, tandis que les vents du secteur Nord sont plus forts en période hivernale, et ceux du Sud-Est sont marqués par une vitesse plus importante au début de la période estivale, particulièrement forts au mois d'Avril.

Contrairement aux années précédentes, les vents de l'Ouest et du Nord-Ouest sont caractérisés par une très faible occurrence, et des vitesses rarement remarquables. En revanche, les vents des secteurs Sud, Sud-Est et Est sont de très faibles apparitions, voire même quasiment absents, et leur intensité est rarement importante (séparément deux à trois jours par an).

Conclusion :

La région de la baie d'Alger a été caractérisée dans ce chapitre afin de déterminer les différents paramètres naturels de la zone d'étude, notamment, sa position, ses limites et son contexte géographique, la géomorphologie et la bathymétrie, ainsi que la géologie et le contexte climatique de la région. Ces paramètres jouent un rôle capital dans l'hydrodynamique côtière, de manière générale, orientant ensuite, le choix des appareils et des méthodes de traitement adéquats afin de mieux cerner le comportement du niveau de la mer. Les techniques, appareillages et méthodes de traitement sont présentés dans le chapitre suivant.

Chapitre 3 : Matériels et méthodes

Chapitre 3 : Matériels et méthodes

I. Matériels utilisés :

Introduction

Par son étymologie, le terme marégraphie représente la description du phénomène de marée et aux instruments qui, par leurs mesures, ont permis une meilleure connaissance aussi bien des marées, que des autres phénomènes oscillatoires de plus haute fréquence, selon la période de mesure de l'appareil. **(Simon 2007)**

La connaissance précise des variations du niveau de la mer, tout particulièrement près des côtes, constitue un objectif important pour la détermination des différentes oscillations de la mer, tant pour la navigation que pour les études de l'environnement marin, ainsi que son impact sur les ports et les infrastructures côtières. **(Simon 2007)**

La donnée marégraphique, utilisée à ces divers objectifs, se distingue par la précision requise, l'échantillonnage des mesures à temps, la fréquence de mesure nécessaire pour la détection de l'ensemble des ondes marines ainsi que la modalité de l'exploitation et le traitement.

Afin de confirmer la validité et la précision de la donnée collectée, nous avons procédé à l'échantillonnage sur terrain, par différents types d'appareils classiques et visuels (échelle de marée, limnimètre) donnant une gamme de basses fréquences, et numériques (marégraphes radar, ultrasonique et à flotteur) pour une haute fréquence de mesure. Cela nous a permis d'assurer une donnée qualitativement exploitable, en corrigeant ainsi les bruits, les valeurs aberrantes et les lacunes.

Ce chapitre présente les différents appareils de mesure utilisés pour la collecte des données du niveau de la mer, ainsi que les méthodes de vérification, d'analyse spectrale, et de filtrage, adaptés au traitement du signal marégraphique.

1. Echelle de marée classique :

La lecture directe du niveau de la mer sur l'échelle est la référence de base et la source des premières données de marée (Simon 2007). Laplace a utilisé l'une des plus anciennes échelles pour développer sa théorie dynamique de la marée. L'objectif principal de l'échelle de marée est de faciliter l'étalonnage et le contrôle de la hauteur du niveau de la mer, mesurée par les autres marégraphes numériques (SHOM).

Mesures d'installation :

L'échelle de marée doit être résistante à la bio-salissure, comme elle doit être facilement accessible, pour permettre le nettoyage, pour une lecture correcte des graduations. Son emplacement ne doit pas être dans des sites à risque de destruction ou de détérioration. L'échelle doit être installée de manière verticale. Dans le cas où il serait impossible de poser l'échelle verticalement, sur le front du quai, à cause de la présence d'un certain fruit, la graduation imprimée doit être rendue réelle (SHOM). Le fruit du quai (α) est représenté par l'équation suivante :

$$\alpha = \text{Arccos} \left(\frac{h}{D} \right) \quad (2)$$

Où D et h sont respectivement la longueur de la partie de la règle qui dépasse du quai, et la distance verticale de l'extrémité de la règle au moyen d'un fil à plomb, représentés sur le schéma suivant :

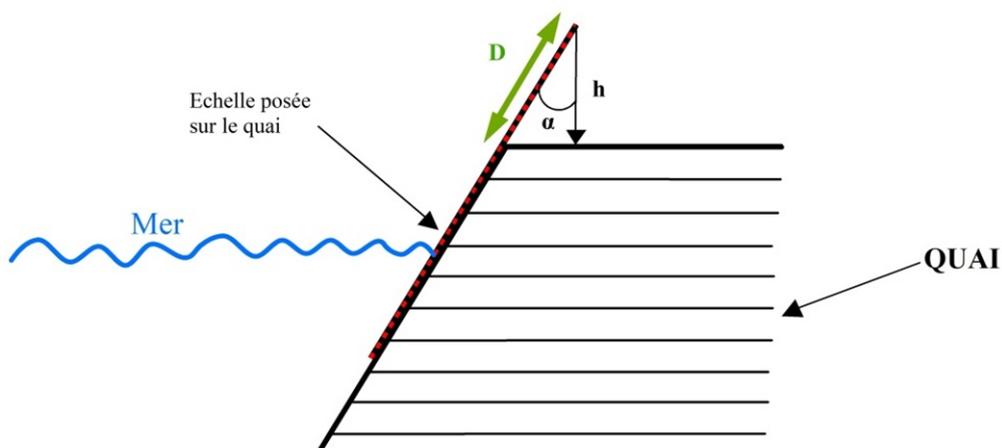


Figure 21 : Schéma de fruit du quai (SHOM)

Ajuster le zéro de l'échelle avec le zéro hydrographique, mesuré à 0.45 m à Alger (INCT), est recommandé afin d'éviter une mauvaise lecture et interprétation de la part de l'utilisateur. Cependant, cela reste une condition accessoire et non pas absolue.

Utilisation de l'échelle de marée sur terrain :



Figure 22 : Installation de l'échelle de marée au port de Tamentfoust

L'échelle de marée (la mire) a été utilisée comme référentiel marégraphique, sur le quai Sud du port de Tamentfoust, lors de l'évènement du 18 Décembre 2018, et ce afin d'estimer la hauteur moyenne du niveau de la mer et de pouvoir calibrer et vérifier, en conséquence, la conformité des enregistrements de l'échelle de marée rotative développée au laboratoire Géo-Environnement.

Malgré le fait qu'elle soit l'instrument de référence dans la mesure du niveau de la mer, l'échelle de marée présente, quand même, quelques défauts, tels que :

- Difficulté de lire les niveaux de la mer, ou d'estimer les moyennes du niveau d'eau, en situation d'agitation (présence de vagues).

- Difficulté à la lecture, à cause de son emplacement au niveau de la partie inférieure du quai.
- Nécessité d'un entretien régulier, à cause de son exposition à l'encrassement biologique marin (biofouling).
- L'installation d'un escalier à côté de l'échelle de marée s'avère nécessaire, afin d'y accéder pour l'entretien.

2. Sonde piézométrique sonore (Limnimètre) :

La sonde piézométrique est un appareil qui mesure la profondeur à laquelle se trouve la surface de l'eau. Ce dispositif est utilisé pour mesurer les niveaux statiques et dynamiques. La sonde est équipée d'un câble qui assure le transfert des signaux du capteur, qui réagit à la conductivité de l'eau. Quand la sonde atteint le niveau de la surface de limite air/eau, un contact électrique s'établit entre deux tiges métalliques (Figure 23).

La réception de ces signaux est indiquée par un témoin lumineux et/ou sonore à la surface du sol où le dispositif est installé. Le câble électrique se présente sous forme d'un ruban avec une graduation de 1 mm (précision 0.01%), où s'effectue la lecture des mesures. Ce ruban (câble) est relié à une sonde électrique munie d'un témoin lumineux qui s'allume lorsque la pointe de la sonde est en contact avec la surface de l'eau.

Ce système comprend également un tube de guidage pour équilibrer la sonde dans des environnements instables (pompage, agitation de niveau de la mer, etc.)

Lecture du niveau de l'eau :

- Le point zéro de la sonde est situé près de l'extrémité de la sonde.
- Pour faciliter l'utilisation, un tube de guidage peut être utilisé pour soutenir la sonde de niveau d'eau.
- Plonger et récupérer la sonde dans l'eau à l'aide du poignet. Le témoin lumineux et l'indicateur sonore sont activés lorsque la sonde électrique est immergée.

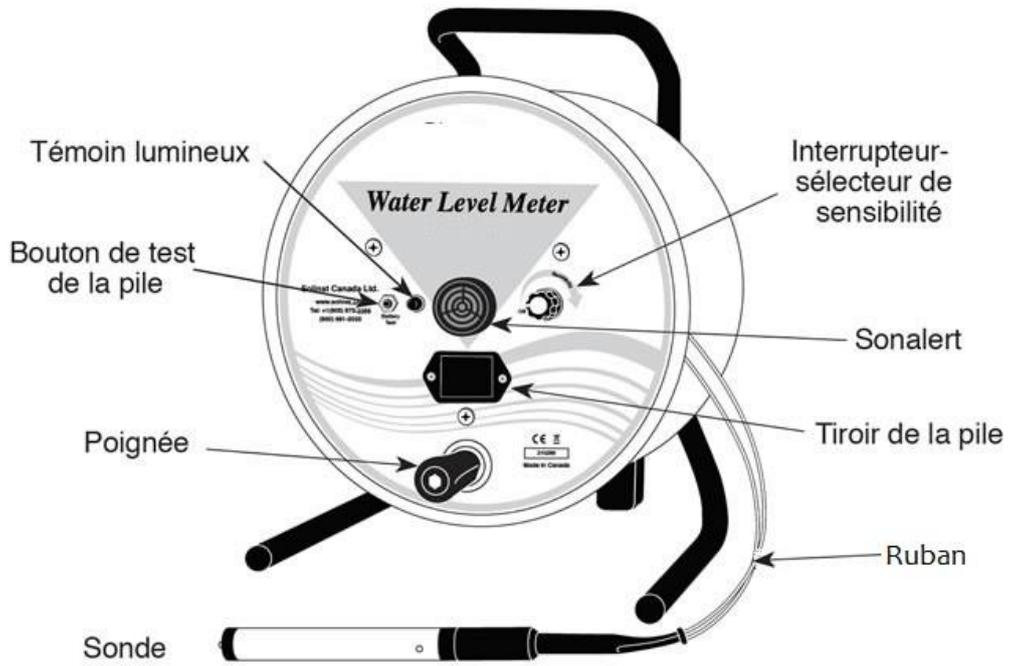


Figure 23 : Schéma représentatif des composantes du limnimètre



Figure 24 : Utilisation du limnimètre au port de Tamentfoust

3. Marégraphe de l'ONSM (à pression de fond) :

Présentation et principe de fonctionnement :

Les données des évènements de Juillet-Août 2001 et Juin-Juillet 2002 qui ont été récupérées auprès de l'Office National de Signalisation Maritime (ONSM), sont enregistrées en temps réel grâce au marégraphe à capteur de pression du fond marin de type AANDERAA WLR 7 (Water Level Recorder). Placés au fond de l'eau, ce marégraphe mesure la pression environnante. Cette pression est propre à la hauteur de la colonne d'eau et de la pression atmosphérique en surface (moyennement 1013.25 hPa).

L'enregistreur de niveau d'eau WLR 7 est spécialement conçu pour mesurer les niveaux d'eau des océans. Placé sur le fond marin, l'instrument enregistre à intervalles réguliers la pression, la température et la conductivité. Sur la base de ces données, des variations précises du niveau d'eau peuvent être calculées.

L'instrument se compose d'un transducteur de pression à quartz de haute précision, d'une carte électronique, d'une unité de stockage de données, d'un câblage et de matériel, le tout fixé à la plaque d'extrémité supérieure et logé dans un boîtier de pression cylindrique (www.aanderaa.com).

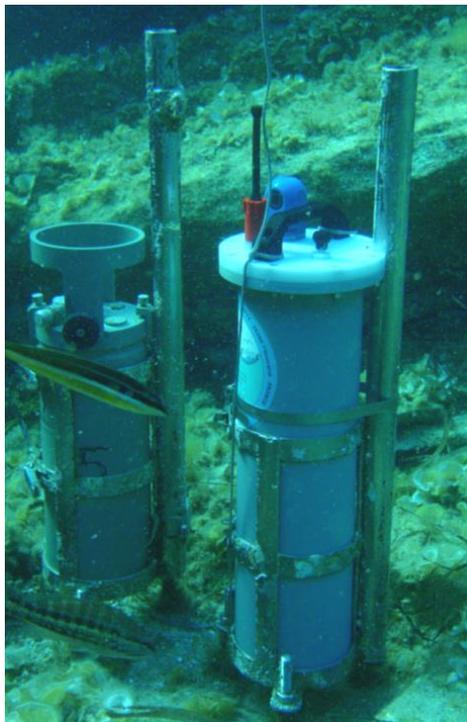


Figure 25 : Marégraphe à pression de fond (ONSM) au port d'Alger

Les données sont enregistrées dans l'unité de stockage (DSU) 2990 ou 2990E qui enregistre également l'heure de la première mesure et par la suite l'heure de chaque première mesure après minuit. Les données sont simultanément transmises acoustiquement dans la mer en activant et désactivant une porteuse de 16.384 kHz. Ces signaux acoustiques peuvent être surveillés en surface à l'aide d'un récepteur hydrophone.

Mesures d'installation :

Pour une utilisation correcte et optimale, le marégraphe à pression WLR7 doit être positionné à l'intérieur d'un port, sous un quai, une jetée, ou derrière un obstacle à la vague, où il doit être à l'abri des agitations de vagues causées par le vent, issues du large.

L'appareil doit être posé dans le fond marin, et réglé à l'aide d'un baromètre et une échelle de marée, afin de le calibrer avec la pression atmosphérique en surface et la hauteur verticale du niveau de la colonne d'eau de mer au-dessus du capteur. Ces deux informations sont automatiquement utilisées par l'appareil afin de calculer les variations du niveau de la mer.

La pression mesurée par le capteur est égale à la somme de la pression atmosphérique et de la pression au fond marin, représentée par l'équation suivante :

$$P_m = P_{atm} + \bar{\rho} * g[H + h(t)] \quad (3)$$

Donc, la hauteur de l'eau de mer au-dessus du marégraphe est ainsi :

$$H + h(t) = \frac{[P_m - P_{atm}]}{\bar{\rho} * g} \quad (4)$$

Avec :

P_m : Pression du fond marin

P_{atm} : Pression atmosphérique à la surface de la mer

g : L'accélération du champ de pesanteur terrestre ($\sim 9,81 \text{ m/s}^2$)

H : La profondeur par rapport à une référence

$h(t)$: La variation du niveau de la mer, en fonction du temps (t)

$\bar{\rho}$: La masse volumique moyenne de l'eau de mer

Collecte des données marégraphiques :

Le marégraphe WLR7 qui est installé dans le port d'Alger, enregistre les données du niveau de la mer avec une fréquence d'échantillonnage de 0.0033 Hz (soit une mesure chaque 5 min), ce qui permet de détecter uniquement les ondes de basses fréquences (seiches, tsunamis, météotsunamis et marées).

Les données de cet appareil récupérées auprès de l'ONSM d'Alger, concernent les événements d'Août 2001 et de Juillet 2002, qui ont été corrigées et analysées afin de détecter les phénomènes de Seiches et de météotsunamis, et de comparer le comportement de ces dernières, entre une période de faible agitation (Août 2001) et une période de forte agitation (Juillet 2002).

4. Marégraphe du SHFN (à capteur ultrason) :

Présentation de l'appareil:

Les marégraphes à capteurs ultrason ont été créés par le Naval Oceanographic Survey (NOS) dans les années 80' en vue d'améliorer le réseau marégraphique avec une méthode acoustique à la fois précise, de qualité, et moins coûteuse en terme d'acquisition, d'exploitation et de maintenance. Ces marégraphes fonctionnent de manière à ce que la distance d'air entre le capteur et la surface de l'eau de mer soit mesurée par émission/réception d'ondes acoustiques émises avec une fréquence de 41.5 kHz (**SHOM**). Cette vitesse peut varier en dépend de trois paramètres (pression atmosphérique, humidité, et température).

Le marégraphe utilisé pour notre cas, est le LOG_aLevel ULL6080, qui est une jauge de niveau d'eau autonome, précise, résistante aux intempéries, et dotée d'une station météorologique. Basé sur une technologie ultrasonore, ce marégraphe mesure de manière fiable, rapide et précise toutes les oscillations du niveau de la mer ayant une période de retour supérieure ou égales à 1 minute (**General Acoustics**).



Figure 26 : Marégraphe à capteur ultrason (LOG_aLevel ULL6080)

Cet appareil peut être utilisé pour les fins suivantes :

- Gestion du port et du terminal
- Réseaux de mesure des marées de tempête, des inondations et des tsunamis
- Hydrologie et surveillance environnementale
- Jauge de niveau d'exploitation pour le dragage et l'arpentage
- Surveillance et analyse des vagues
- Vagues induites par les navires
- Surveillance des torrents
- Système d'alerte d'événement

Principe de fonctionnement :

La mesure effectuée par ce marégraphe se fait par un transducteur situé au-dessus de la surface d'eau, qui émet une onde ultrasonore verticale, pour capter le signal réfléchi. Avec la célérité du son dans l'air (C) connue, le temps (Δt) de l'aller-retour que parcourt l'onde, donne la distance (I) entre le transducteur et l'eau de mer, avec l'équation suivante :

$$I = c * \frac{\Delta t}{2} \quad (5)$$

Avec (d) l'altitude de la base du capteur ultrason par rapport au niveau de référence (zéro hydrographique), la hauteur (H) du niveau de la mer est donc exprimée par l'équation suivante :

$$H = d - I = d - \left(c * \frac{\Delta t}{2}\right) \quad (6)$$

La vitesse du son dans l'air (C) est calculée par la formule suivante en (m/s), avec (T) la température en (°c), la pression atmosphérique P_{atm} exprimée en (hPa), et l'humidité de relative de l'air (W).

$$C = 331,2 \left[1 + 0,97 \left(\frac{W}{P_{atm}}\right) + 1,9 * 10^{-3}T\right] \quad (7)$$

Collecte de données :

Le marégraphe ultrason ULL6080 est, tout aussi que le WLR7, installé sur la jetée nord du port d'Alger (jetée kheireddine), à l'abri des agitations et des vagues du vent, et enregistre des données avec une fréquence de 0.016 Hz (soit une période de mesure de 1 min), ce qui correspond à la gamme d'oscillations de hautes fréquences.

Les données enregistrées par cet appareil, ont été aimablement fournies par le SHFN (Service Hydrographique des Forces Navales), appartenant au Ministère de la Défense Nationale, et concernent les évènements de Décembre 2014, Décembre 2018, Septembre et Octobre 2019, Janvier et Juin 2020.

5. Marégraphes développés au laboratoire LGE :

a. Echelle de marée rotative (RTG) :

Présentation et principe de fonctionnement :

L'échelle de marée rotative RTG (Rotary Tide Gauge) de haute fréquence, qui a été développée par l'équipe de recherche du laboratoire Géo-Environnement (LGE) en collaboration avec l'Office National de la Météorologie (Météo-Algérie) en 2017, est un marégraphe électronique basé sur technologie, à la fois simple, précise, peu-coûteuse, et occupe peu d'espace sur le quai (**Hemdane et al. 2017**).

Ce marégraphe est composé d'un cylindre (puit de tranquillisation), d'un tube à codes-barres, posé sur un flotteur afin de reproduire exactement le même mouvement oscillatoire induit par les vagues. Les codes-barres qui représentent les différents niveaux de la mer sont ainsi directement lus par un lecteur optique, et enregistrés en temps réel sur un appareil informatique (Ordinateur portable, Raspberry), ou sur un serveur délocalisé via un dispositif GSM.

Contrairement aux indicateurs de niveau d'eau modernes où la mesure est donnée avec des méthodes intermédiaires (pression, ultrasons, radar, laser, etc.), le RTG est basé sur la lecture directe du mouvement du niveau de la mer avec une précision de 1 mm (ou moins) et un taux d'échantillonnage allant jusqu'à trois lectures directes par seconde (3 Hz). Ces caractéristiques sont suffisantes pour la mesure du niveau de la mer. Cependant, la fréquence et la précision des échantillons peuvent être augmentées selon la fréquence du lecteur, et en fonction de l'objectif souhaité.



Figure 27 : Echelle de marée rotative (RTG)

Collecte des données marégraphiques :

L'appareil a été installé au port de Tamentfoust, exposé à l'air libre et aux vagues du vent, et calibré avec l'échelle de marée (Mire), afin d'enregistrer des données relatives au phénomène d'agitation du 14 Décembre 2018, mesurées avec une fréquence d'échantillonnage de 1 Hz (une mesure par seconde), afin d'étudier les ondes de hautes fréquences, notamment les houles, les vagues, et les infragravités.

Ces données ont été vérifiées et confirmées sur place grâce à l'observation directe sur l'échelle de marée.



Figure 28 : Installation de l'échelle de marée rotative au port de Tamentfoust

b. Echelle de marée circulaire sèche :

Présentation de l'appareil :

L'échelle de marée circulaire sèche, est un instrument marégraphique qui, comme son prédécesseur, a été développé et breveté en 2019, au sein du laboratoire LGE, en collaboration avec Météo-Algérie (Hemdane et al. 2019a). Cet appareil apporte des solutions aux problèmes survenus avec l'échelle de marée classique, par la particularité de son emplacement sur le quai, loin du contact direct avec l'eau de mer (Hemdane et al. 2019b). De plus, ce marégraphe/houlographe peut aussi fournir une estimation du niveau de la mer avec précision centimétrique, de manière lisible au lecteur du grand public. Un enregistrement numérique de données marégraphiques est également possible par cette échelle, avec une résolution millimétrique, et une période d'échantillonnage de haute fréquence (allant jusqu'à 10 Hz).

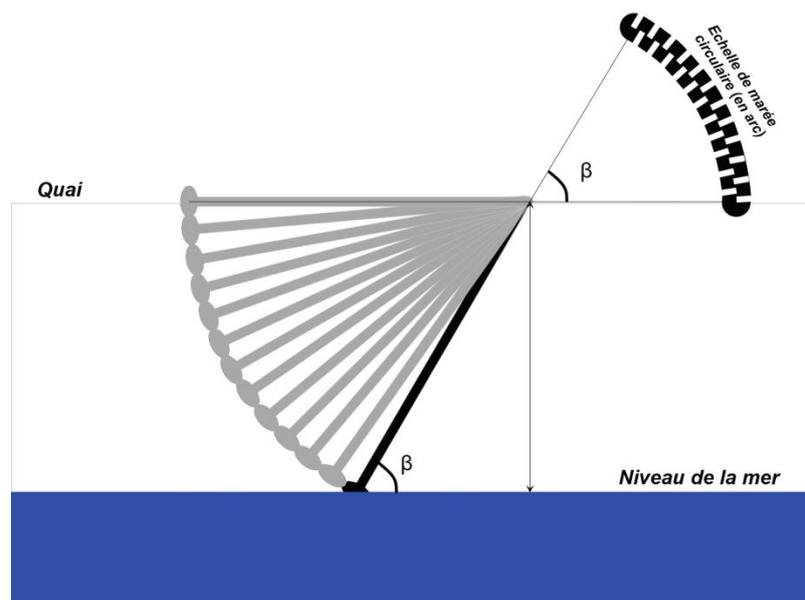


Figure 29 : Schéma de fonctionnement de l'échelle de marée circulaire (Hemdane et al. 2019b)

Principe de fonctionnement :

L'échelle de marée circulaire est installée au-dessus du quai. Le mouvement de l'eau de mer est détecté par un capteur (flotteur), fluctuant obliquement en suivant les oscillations du niveau de la mer et reproduisant le même mouvement sur la partie aérienne (sèche) de

l'instrument. Les angles produits donnent ainsi directement les niveaux de l'eau grâce à une aiguille d'indication du niveau sur l'échelle (en arc) posée sur le quai

L'enregistrement de la donnée numérique se fait par lecture de codes-barres à l'intérieur du corps de l'arc supérieur de l'appareil, par un lecteur optique, suivant et lisant ainsi l'oscillation directe du niveau de la mer.



Figure 30 : Installation de l'échelle de marée circulaire au port de Tamentfoust

Collecte de données :

L'échelle de marée circulaire, a été installée au niveau du quai sud du port de Tamentfoust (même localisation que le marégraphe RTG). Les enregistrements du niveau de la mer acquis par le biais de cet appareil, sont des données expérimentales collectées lors de la sortie de terrain du 10 Juillet 2019.

La fréquence d'échantillonnage utilisée dans ce cas-là, est de 3 Hz (soit 3 mesures par seconde), ce qui fournit une donnée permettant de détecter toutes les oscillations, de haute fréquence, du niveau de la mer, atteignant le port de Tamentfoust.

II. Méthodes de traitement de la donnée

Introduction :

Les données du niveau de la mer et de pression relatives aux perturbations atmosphériques, induites dans les ports d'Alger et de Tamentfoust au cours des événements sélectionnés, ont été acquises par le biais des différents appareils cités précédemment, avec des périodes et des fréquences de mesures différentes. Ces périodes de données du niveau de la mer analysées ont été choisies en raison de leur qualité (minimum de données manquantes et de valeurs aberrantes) et de la présence de signaux avec des perturbations, et d'autres de situations calmes, visant à montrer la différence entre les événements en termes d'enregistrements marégraphiques.

Le traitement des données marégraphique collectées a été réalisé suivant un cheminement passant par la vérification de la qualité des données, notamment le pas de mesure et les éventuelles lacunes dans la série de données, puis l'analyse spectrale et le filtrage des signaux de chaque gamme de fréquences, par différentes méthodes, afin d'étudier le comportement du niveau de la mer. Ce cheminement a été résumé dans l'organigramme suivant, et détaillé par la suite dans ce sous-chapitre.

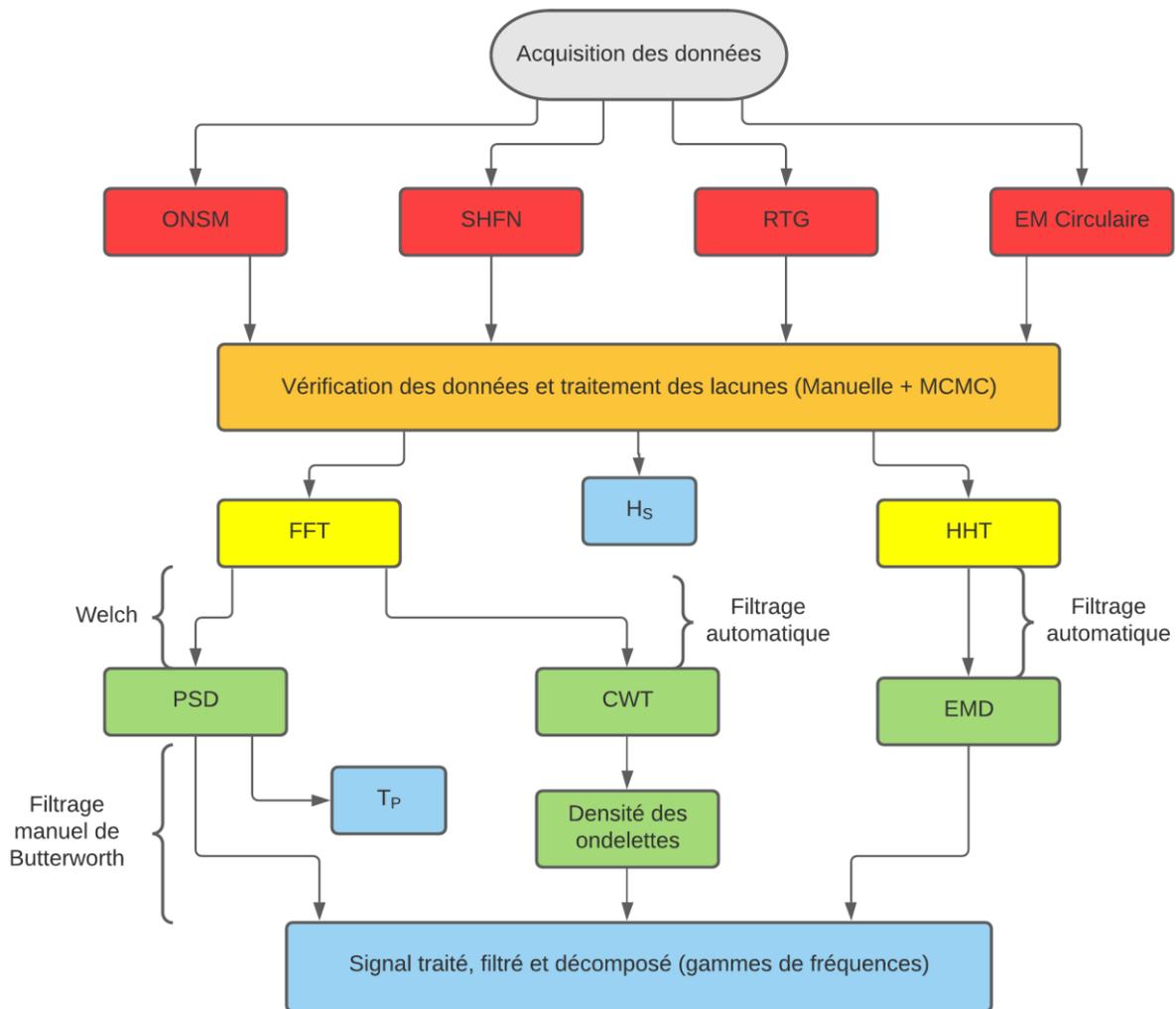


Figure 31 : Organigramme schématique de la méthodologie utilisée

1. Analyse visuelle et préparation des données :

Principe de l'analyse :

Afin de confirmer la qualité des données récupérées, une analyse générale et détaillée des différents signaux s'avère nécessaire, afin de déterminer les différentes lacunes, le manque de données, la sélection des segments de périodes les plus représentatifs du signal, ainsi que la suppression des valeurs aberrantes.

Pour cette fin, une analyse visuelle de la donnée numérique et graphique a été adoptée, dans le but de déterminer la correspondance du signal avec les conditions atmosphériques signalées (situation calme/situation perturbée), évaluer une approximation des valeurs minimales et maximales du niveau de la mer, qui est mesurée par la suite à l'aide d'un logiciel de calcul

numérique (Matlab, GNU Octave, Python), ainsi que l'identification des valeurs aberrantes et les lacunes n'excédant pas deux valeurs successives par série, sur les données marégraphiques de hautes fréquence.

Préparation et correction des données :

Ces valeurs ont été corrigées par la méthode des moyennes entre les valeurs précédant et suivant chaque lacune ou valeur aberrante, pour le cas d'une seule valeur manquante. Pour le cas de l'existence de deux valeurs manquantes/aberrantes successives, la Méthode de Monte-Carlo par chaînes de Markov (MCMC) a été utilisée, afin d'effectuer une correction par échantillonnage.

Le Monte Carlo par chaînes de Markov est une formulation mathématique qui permet l'échantillonner des densités de probabilité postérieurs pour des modèles multidimensionnels en utilisant des chaînes de Markov (**Gbedo 2018**). Les méthodes MCMC sont attrayantes car elles offrent un moyen simple et intuitif de simuler des valeurs à partir d'une distribution inconnue et d'utiliser ces valeurs simulées pour effectuer des analyses ultérieures. Cela leur permet d'être applicables dans une grande variété de domaines (**Speagle 2019**).

Cette analyse visuelle et numérique des données a permis de corriger les éventuelles erreurs présentes sur les différents signaux traités. Pour le cas d'une lacune dépassant les deux valeurs successive, le signal a été divisé en plusieurs segments avant et après l'heure de la valeur manquante, les segments ont été traités séparément.

2. Logiciels de traitement de la donnée :

Applications sur GNU Octave :

GNU Octave est logiciel libre basé sur un langage interprété de haut niveau, principalement destiné aux calculs numériques. Il fournit des capacités pour la résolution numérique de problèmes linéaires et non linéaires et pour effectuer d'autres expériences numériques. Il fournit également des capacités graphiques étendues pour la visualisation et la manipulation des données. Le langage utilisé par Octave est assez similaire à MATLAB, de sorte que la plupart des programmes sont facilement exploitables (**Eaton 2012**).

Ce langage a été utilisé dans :

- L'exécution du script de la densité spectrale de puissance (PSD) basée sur la transformée de Fourier rapide non équidistante NFFT (Nonequispaced Fast Fourier Transform), afin de démontrer les fréquences dominantes dans un signal.
- L'application du script de filtre passe-bande, qui est basé sur le principe de Shannon, afin de ne laisser apparaître qu'une bande ou intervalle de fréquences, correspondant à un phénomène bien déterminé.

Ces scripts ont été exécutés sur le package « Signal », qui est un groupe de documentations et de fonctions de base du projet Octave Forge. Il fournit des algorithmes de traitement du signal à utiliser sur le logiciel. Les fonctions fournies par le package de signaux incluent la création de formes d'onde, l'analyse spectrale, les transformées de Fourier et autres, les fonctions de fenêtre, échantillonnage et rééchantillonnage. Certaines fonctions d'ondelettes sont également incluses, car il n'y a pas de package d'ondelettes séparé (<https://octave.sourceforge.io/>)

Applications sur Pycharm Community :

Pycharm est une interface de développement et de programmation basé sur les langages Python et Java, qui permet d'effectuer des analyses sur des scripts, ainsi que la visualisation et l'analyse graphique de données. Développé par l'entreprise tchèque JetBrains, Pycharm est un environnement Open source, ce qui a favorisé son utilisation pour l'analyse de données (<https://www.jetbrains.com/>).

Le langage Python exploité sur l'interface Pycharm, a été utilisé sur les données marégraphiques collectées, dans le but d'effectuer une décomposition en modes empiriques (EMD), basée sur la transformée de Hilbert-Huang (HHT), afin séparer les signaux du niveau de la mer, en plusieurs groupes d'ondes, selon les fréquences les plus dominantes.

L'exécution des scripts sur Pycharm était en fonction du package « PyEMD », qui est une implémentation de Python, spécialisée dans la décomposition en modes empiriques et ses variations (Laszuk 2014).

Comme son nom l'indique, les méthodes de ce package prennent des données (signal) et les décomposent en un ensemble de composants. Toutes ces méthodes devraient théoriquement décomposer un signal en le même ensemble de composants, mais en pratique, il existe de nombreuses nuances et différentes manières de gérer le bruit. Quelle que soit la méthode, les composants obtenus sont souvent appelés fonctions de mode intrinsèque (IMF) pour souligner qu'ils contiennent une propriété intrinsèque (self) qui est une oscillation (mode) spécifique. Ce sont des oscillations génériques; leur fréquence et leur amplitude peuvent changer, cependant, elles sont distinctes au sein du signal analysé (Laszuk 2021).

3. Densité spectrale de puissance (PSD) :

Afin d'identifier les différentes énergies caractérisant les fréquences du signal global, l'analyse spectrale est effectuée en utilisant la Densité Spectrale de Puissance PSD (Power Spectral Density). La méthode d'analyse de densité spectrale de puissance (PSD) utilisée en astronomie, en géophysique, et en océanographie (Vaníček 1969) a été adoptée pour l'analyse spectrale de la donnée marégraphique acquise. Cette méthode est devenue un moyen courant d'analyser les variations de puissance localisées dans une série temporelle du niveau de la mer (Gharineiat and Deng 2020).

La PSD utilisée dans cette étude a été estimée par la méthode de Welch (Welch 1967), ce qui pourrait aider à mieux contrôler les propriétés de biais/résolution de la PSD estimée (Stoica and Moses 1997). La méthode de Welch a été proposée comme une modification de la méthode de Barnett (Welch 1967), qui est basée sur la fraction du signal en plusieurs séquences $x_i(n)$, et de créer des fenêtres de traitement à chaque séquence, réalisant ainsi plusieurs périodogrammes, puis en faire la moyenne (TRAORE 2015).

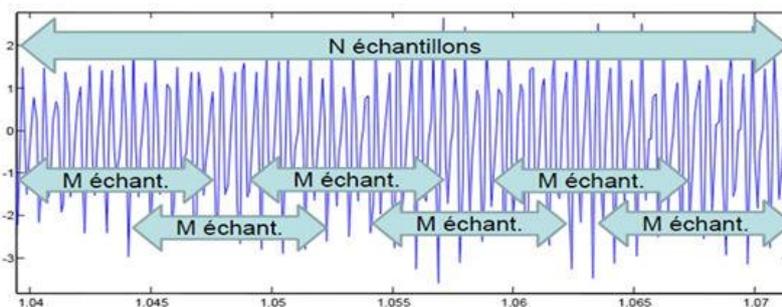


Figure 32 : Schéma du périodogramme de Welch (TRAORE 2015)

Si chaque séquence est d'une longueur L déterminée, et que chacune soit décalée de la séquence suivante de $D \leq L$, la $i^{\text{ème}}$ séquence est donnée par :

$$x_i = x(n + iD), n = 0, 1, 2, \dots, L - 1 \quad (8)$$

La surface de recouvrement (noverlap) entre x_i et $x_{i+1}(n)$ est définie par $L - D$ points, et si on suppose que K séquences couvrent les données N du signal traité, alors $N=L+D(K-1)$. Le nombre de périodogrammes moyennés peut être doublé, afin de réduire la variance (**TRAORE 2015**). Ainsi, la méthode de Welch peut être décrite de manière simplifiée, en fonction de $x(n)$, par l'équation suivante :

$$\hat{S}_W(f) = \frac{1}{KLU} \sum_{i=0}^{K-1} \left\| \sum_{n=0}^{L-1} x(n + iD) \omega(n) \exp(-j2\pi f n T) \right\|^2 \quad (9)$$

Où T représente la période de Nyquist qui définit la fréquence d'échantillonnage du Signal.

Hauteur significative et période du pic des vagues :

La hauteur significative des vagues est le paramètre de hauteur de vague le plus fréquemment utilisé pour décrire l'état de la mer (**Demirbilek and Vincent 2008**). Ce concept a été introduit en premier lieu et décrit par **Sverdrup and Munk (1947)**. La hauteur significative (H_s ou $H_{1/3}$) est comparable à la moyenne statistiquement déterminée du tiers le plus élevé des vagues. Dans un sens plus pratique, la hauteur de vague significative est la valeur de la hauteur de vague approximativement relevée et enregistrée par l'homme lors d'une observation visuelle des vagues (**Whitford 2002**).

Méthode statistique :

Du point de vue statistique, la hauteur significative des vagues (H_s) peut être estimée en classant par ordre décroissant les données des hauteurs de vagues (H_i). La H_s peut ainsi être calculée en tant que la moyenne du tiers supérieur du nombre N de données H_i reclassées, et serait définie selon **Rosales et al. (2000)** par la formule suivante :

$$H_s = \frac{3}{N} \sum_{i=1}^{N/3} H_i \quad (10)$$

Méthode spectrale :

L'analyse spectrale des énergies de vagues, permet l'estimation de la hauteur significative, à partir des moments spectraux (**Whitford 2002**). Un moment d'ordre n peut être défini selon le même auteur par l'équation suivante :

$$m_n = \int_0^{\infty} f^n S(f) df \quad (11)$$

Où f soit la fréquence dominante, et $S(f)$ la fonction de densité spectrale de puissance.

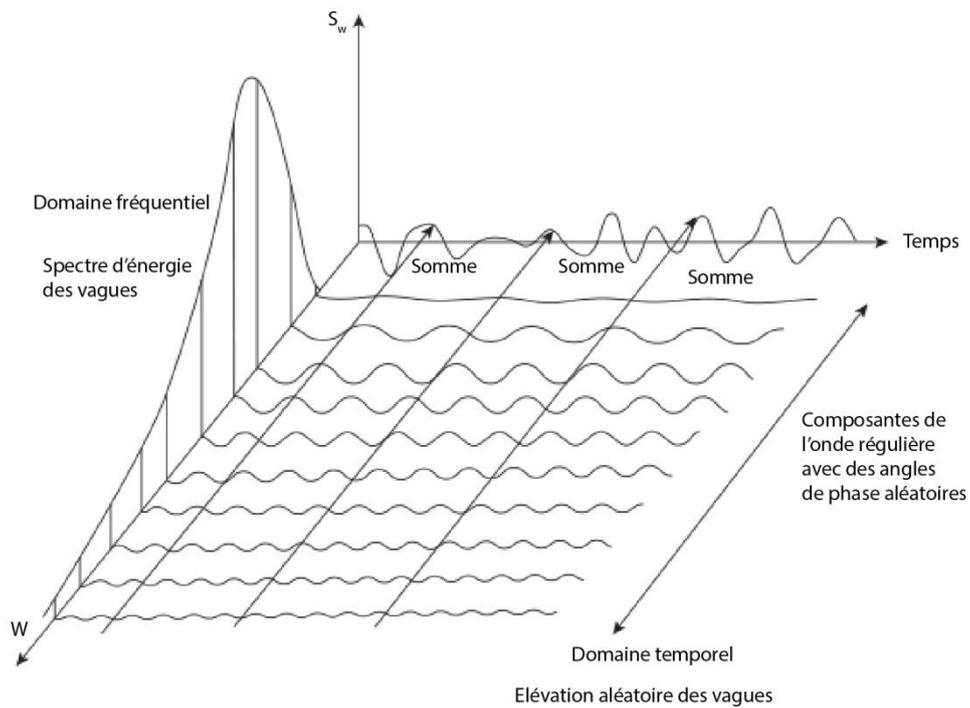


Figure 33 : Relation entre le domaine fréquentiel et temporel pour les vagues (Faltinsen 1993)

Le moment où la hauteur significative est calculé, est appelé moment zéro (m_0), qui représente l'air ou la surface sous la courbure du spectre d'énergie, calculé selon **Bai and Jin (2016)** par l'équation suivante :

$$m_0 = \int_0^{\infty} S(f) df \quad (12)$$

A cet effet, la hauteur significative peut être calculée par la méthode des densités spectrales, par l'équation suivante :

$$H_{1/3} = 4\sqrt{m_0} \quad (13)$$

Période pic des vagues

La période pic des vagues (T_p) est la période équivalente au pic de fréquence (f_p) des hauteurs de vagues dominantes (**Mackay 2012**), calculée selon le même auteur, à partir du spectre de puissance, par l'équation suivante :

$$T_p = \frac{1}{f_p} \quad (14)$$

Calcul de H_s et T_p sous langage R

La hauteur significative et la période pic des vagues ont été calculées pour les données marégraphiques à haute fréquence de mesure, en utilisant le package (oceanwaves), à l'aide l'interface RStudio, fonctionnant sous langage R. Le package (oceanwaves) est principalement conçu pour estimer plusieurs statistiques de base du niveau de la mer, notamment la hauteur significative et la période pic des vagues, à partir d'une série temporelle des oscillations des données d'élévation de la surface de la mer (**Miller and Neumeier 2021**).

Le package oceanwaves utilise pour le calcul des caractéristiques de vagues, deux applications :

La première application est (waveStatsSP) qui calcule les paramètres des vagues suivant la méthode d'analyse spectrale, utilisée pour calculer la période pic des vagues dominantes (T_p) à partir du pic de la fréquence dominante, apparente sur le spectre d'énergie du signal du niveau de la mer.

La deuxième application est appelée (waveStatsZC), qui est fonctionnalité utilisée pour calculer les statistiques de vagues, en s'appuyant sur la méthode du Zero-crossing. Cette fonction a été appliquée afin d'estimer la hauteur significative (H_s) des vagues à partir du tiers supérieur de la série décroissante des hauteurs du niveau marin.

4. Application du filtre Passe-Bande de Butterworth :

Un filtre est un système qui traite un signal temporel continu ou un signal continu de $x(t)$ qui est en fonction de la variable continue t , et caractérisé par T l'espacement ou la période uniforme entre les échantillons. Les filtres sont subdivisés en quatre catégories, les filtres passe-bas, les filtres passe-haut, les filtres coupe-bande et les filtres passe-bande. Le filtre Butterworth est un type de filtre de traitement du signal conçu pour avoir une réponse en fréquence aussi plate que possible dans la bande passante. Il est également appelé filtre de magnitude au maximum plat où la réponse en fréquence est au maximum plate (sans ondulations) dans la bande passante et diminue vers zéro dans la bande d'arrêt (**Hussin et al. 2016**). Le filtre de Butterworth est défini en termes du carré de sa fonction de transfert (**Roberts and Roberts 1978**). Le filtre passe-bande de Butterworth a été utilisé sur les données collectées avec des fréquences de coupure adaptées à chaque phénomène recherché (vagues, infragravités, seiches et météotsunamis, et marées), avec prise en compte du critère d'échantillonnage de Nyquist.

La fonction de transfert d'un filtre passe-bande de second ordre, peut être décrite avec l'équation suivante :

$$h(j\omega) = \frac{A_0}{1 + j*Q*(x - \frac{1}{x})} \quad (15)$$

Avec:

A_0 : Coefficient de gain

$x = \frac{\omega}{\omega_0}$: Variable réduite.

Q : Facteur de qualité.

5. Application de la décomposition en modes empiriques (EMD) par HHT :

L'algorithme de décomposition en mode empirique (EMD) est une méthode entièrement basée sur les données conçue pour la décomposition multi-échelle et l'analyse temps-fréquence des signaux du monde réel (**Huang et al. 1998**).

Le signal d'origine étant modélisé comme une combinaison linéaire de modes oscillatoires intrinsèques, appelés fonctions de mode intrinsèque (IMF). Les IMF sont définies de manière à présenter une localité dans le temps et à représenter un seul mode oscillatoire ; l'application ultérieure de la transformée de Hilbert fournit des estimations de fréquence instantanées significatives (la transformée dite de Hilbert-Huang) (**Huang and Shen 2014**). Ainsi, nous pouvons localiser n'importe quel événement sur l'axe du temps ainsi que sur l'axe des fréquences (**Huang et al. 1998**).

Le point de départ de la décomposition empirique en mode (EMD) est de considérer les signaux au niveau de leurs oscillations locales. En regardant l'évolution d'un signal entre deux crêtes locales consécutives (disons, deux creux se produisant aux instants T et T_+), où une haute fréquence locale peut être définie heuristiquement (**Flandrin et al. 2004**).

Pour un signal donné $x(t)$, l'EMD peut être définie par l'équation suivante :

$$x(t) = m_K(t) + \sum_{k=1}^K d_k(t) \quad (16)$$

Où $m_k(t)$ représente une tendance résiduelle, et les modes ($d_k(t)$, $k=1, \dots, K$) sont contraints d'être des formes d'onde de modulation de fréquence de modulation d'amplitude à moyenne nulle.

Afin d'appliquer la méthode EMD, une référence moyenne ou nulle n'est pas requise, l'EMD n'a besoin que des emplacements des crêtes d'ondes locales. Les références zéro pour chaque composant seront générées par le processus de tamisage. Sans avoir besoin de la référence zéro, l'EMD élimine l'étape fastidieuse consistant à supprimer les valeurs moyennes pour le grand terme DC dans les données avec une moyenne non nulle, un avantage inattendu (**Huang et al. 1998**).

6. Application de la transformée par ondelettes continues (CWT):

Le traitement de signal est un outil mathématique qui peut s'appliquer à des données de différentes dimensions, dont le cas le plus courant est celui des séries temporelles telles que le sismogramme, les données météorologiques et les données du niveau de la mer, qui sont considérées comme des séries à une seule dimension (1D), où l'espace de travail concerne le temps et la profondeur (ou hauteur). Ces données peuvent passer d'une variation en fonction du temps, à une variation par fréquence, qui est un attribut physique d'un signal. Les propriétés de la propagation d'une espace ou d'un milieu dépendent de la fréquence de l'onde qui le traverse (**Gaillet 2000**).

La transformée par ondelettes continue, souvent abrégée en CWT (Continuous Wavelet Transform), est la transformation d'une série temporelle au domaine fréquentiel, basée sur la Transformée de Fourier Rapide (FFT). Cette transformation est une opération linéaire qui génère une structure de données contenant le logarithme binaire (\log_2) d'un nombre (n) de segments (ondelettes) d'une longueur d'onde variable, en utilisant comme base, des fonctions mathématiques localisées en fréquences, telles que la densité spectrale de puissance (PSD), afin de déterminer la puissance d'une gamme de fréquences dans un signal (**Graps 1995**).

La transformée par ondelettes est une méthode relativement fiable, par rapport aux outils classiques, pour l'étude et l'interprétation des données hydrométéorologiques, en montrant la réponse du niveau de la mer aux perturbations atmosphériques. Sa force réside dans la possibilité de détailler la composition du signal, l'évolution de ses paramètres en fonction du temps (**Drago and Boxall 2002**).

Lors du traitement, l'ondelette d'analyse est décalée de manière régulière sur l'ensemble du spectre du signal analysé, de sorte que la CWT est également continue en termes de décalage. Si $s(t)$ est le signal discret et Ψ est l'ondelette, les coefficients de l'ondelette continue de s à l'échelle a et à la position b sont définis, selon **Drago and Boxall (2002)** comme suit :

$$C_{a,b} = \int_R \frac{s(t)}{\sqrt{a}} \Psi \left(\frac{t-b}{a} \right) dt \quad (17)$$

La transformée par ondelettes sur le langage R :

La transformée par ondelettes continues a été appliquée sur les données du niveau de la mer collectées, a été réalisée par le langage R, sur l'interface RStudio, en utilisant le package WaveletComp (Roesch et al. 2014), qui est un outil d'analyse de la structure fréquentielle des séries temporelles uni et bi-variées à l'aide de l'ondelette de Morlet. Celle-ci conduit à une transformée continue à valeurs complexes de la série temporelle en question, et préserve donc l'information avec une sélection soignée des paramètres de résolution temporelle et fréquentielle.

La transformée peut être séparée en sa partie réelle et sa partie imaginaire, fournissant ainsi des informations sur l'amplitude locale et la phase instantanée de tout processus périodique dans le temps. L'ondelette mère de Morlet, dans la version implémentée sur WaveletComp, est exprimée selon le même auteur de tel:

$$\Psi(t) = \pi^{-1/4} e^{-i\omega t} e^{-t^2/2} \quad (18)$$

Conclusion :

La collecte des données marégraphiques par les différentes sources et appareils ont été traitées par les méthodes précédemment expliquées qui ont été choisies afin de correspondre au mieux à l'analyse du niveau de la mer, suivant leur efficacité dans les différents travaux antérieurs effectués dans ce domaine. Toutefois, ces techniques de mesures et d'analyses seront utilisées en tenant compte de leur limite par rapport aux objectifs de la thèse, et des caractéristiques physiques des signaux du niveau de la mer.

Les résultats obtenus par ces différentes méthodes sont présentés, analysés et interprétés dans le chapitre suivant.

Chapitre 4 : Résultats et analyses

Chapitre 4 : Résultats et analyses

Introduction

Ce chapitre clôture notre travail de thèse par l'analyse et le traitement des données du niveau de la mer, acquises avec trois différents appareils, et trois différentes fréquences de mesure, notamment le marégraphe de l'ONSM à 0.0033 Hz, le marégraphe du SHFN à la fréquence de 0.016 Hz, et les marégraphes développés au laboratoire Géo-Environnement avec une fréquence d'échantillonnage de 1 Hz.

Notre analyse a été effectuée en trois parties, suivant les différentes fréquences de mesure, afin de présenter et analyser les éventuelles ondes détectées par chaque fréquence d'échantillonnage, en ciblant des événements d'agitation du niveau de la mer, et des événements calmes. Cette analyse nous permettra d'effectuer une comparaison entre le comportement du niveau de la mer, en situation calme et en situation agitée, et aussi entre la collecte des données du niveau marin avec un marégraphe à moyenne, haute et très haute fréquence.

I. Analyse des données à moyenne fréquence (0.0033 Hz)

Les données marégraphiques collectées avec une fréquence d'échantillonnage de 0.0033 Hz, ont été obtenues auprès de l'ONSM, et concernent l'enregistrement du niveau de la mer entre le 20 Juin 2002 et le 20 Juillet 2002, qui est une situation d'agitation du niveau marin, en comparaison avec un exemple de situation calme, entre le 28 Juillet 2001 et le 28 Août 2001.

Cette partie a fait l'objet de l'étude d'agitation du niveau de la mer dans le port d'Alger, durant l'évènement de Juin-Juillet 2002, qui est analysé afin d'améliorer la compréhension des phénomènes de seiches et de météotsunamis, et ainsi réduire le risque de submersion marine. L'objectif principal de cette étude est de mettre en évidence l'importance de la présence des données marégraphiques à haute ou très haute fréquence, et de montrer son rôle dans la détection des oscillations significatives du niveau de la mer. L'analyse des données du niveau de la mer dans cette partie a été effectuée par la densité spectrale de puissance (PSD) suivant la méthode Welch, et le filtrage passe-bande de Butterworth.

L'observation sommaire du niveau de la mer mesuré entre le 28 juillet 2001 et le 28 aout 2001 ne montre, à priori, pas de perturbations significatives. Hormis trois légères perturbations, remarquables à l'œil nu, observées le 29 juillet, le 10 et le 21 aout 2001, le reste du signal comprend essentiellement les ondes tidales. Ces dernières sont très visibles où le régime mixte caractérisant la marée du littoral Algérien (**Rami et al. 2016**). Les résultats montrent en outre d'autres composantes harmoniques, plus longues, de la marée ayant des périodes d'environ 9 jours. Ces mêmes ondes tidales à longues périodes (de l'ordre de jours) ont été également observées par **Rami et al. (2016)**, qui présentent un spectre du niveau de la mer, du port d'Alger, comprenant, entre autres, les harmoniques MM, MF, MSF, MSM, SSA et SA.

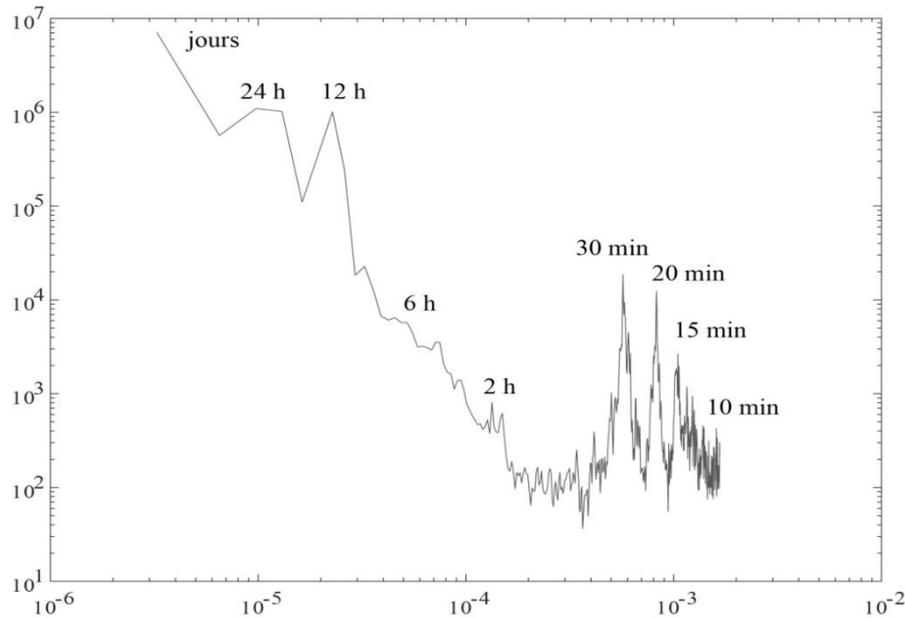


Figure 34 : Densité spectrale de puissance - Juillet à Août 2001

Bien que cette période d'observation soit de faible agitation, il est toutefois important de noter la présence d'onde de seiches de très faibles hauteurs (< 5 cm). Ces faibles seiches pourraient être induites par les faibles variations de la pression atmosphériques induisant, en conséquence, de faibles oscillations marines. Ces dernières pourraient, en présence de facteurs d'amplification ou de résonance, connaître des hauteurs plus importantes.

La deuxième période d'observation étudiée dans ce travail a concerné le niveau de la mer mesuré au niveau du port d'Alger avec une F_s de 0.033 Hz. La pression atmosphérique a connu une perturbation atmosphérique considérable. Celle-ci, a varié de 1010 et 1020 hPa (<https://www.infoclimat.fr/>). La première observation (visuelle) du niveau de la mer relatif à cette période montre, en effet, des perturbations considérables.

Les résultats ont permis de mettre en évidence l'occurrence des seiches au niveau du port d'Alger, atteignant, en l'occurrence, des hauteurs de 60 cm. Aussi, le traitement du signal du niveau de la mer (PSD), effectué avec la méthode de Welch, montre la présence d'ondes ayant des périodes de 16, 20, et 30 min. La période de pic est, quant à elle, de 20 min, correspondant à la période relative à la fréquence fondamentale de la baie d'Alger.

Les résultats relatifs aux traitements et à l'analyse du niveau de la mer concernant cette période sont présentés dans l'article ci-dessous.



The study of low-frequency sea-level oscillations: case of Algiers harbor (Algeria)

Chawki Zerrouki¹ · Yacine Hemdane¹

Received: 17 April 2020 / Accepted: 9 March 2021
© Saudi Society for Geosciences 2021

Abstract

Sea-level rise induced by global warming is increasingly threatening coastal populations, especially those living on low-lying coasts. However, coastal flooding can also be observed on a short scale but over larger areas. This sudden sea-level rise can be induced by meteorological or seismic phenomena and can cause disasters on the coast. Our work aims to study low-frequency sea-level oscillations induced by meteorological events. As a case study, sea-level disturbance events of June–July 2002 observed at Algiers harbor are examined by spectral analysis applied to the original sea-level signal measured from a tide gauge with a frequency sampling of 0.003 Hz. The original sea-level signal is filtered using cutoff frequencies of a band-pass filter to extract the meteorological oscillations. Results of the spectral analysis show periods of 16, 20, and 30 min that correspond to the frequency ranges of tsunamis, meteotsunamis, and seiches. The absence of a seismic event during this period suggests that these signals are related to the seiche phenomena that are very frequent in the Bay of Algiers. The main period of 20 min observed is similar to some main frequencies observed in Balearic Islands during the tsunami event of the 2003 Zemmouri earthquake. On the other hand, it is important to notice that the frequency sampling of 0.003 Hz is relatively low because it does not allow detection of infragravity waves and wind waves/swells. Indeed, these signals could help to better understand meteotsunamis, seiches, and harbor oscillations.

Keywords Sea level · Tide gauge · Spectral analysis · Meteotsunamis · Seiches · Algiers Bay

Introduction

The sea-level rise resulting from global warming increasingly endangers populations living along low-lying coasts. Indeed, this phenomenon is a major indicator of climate change (Cazenave et al. 2014), which makes sea-level observation essential for a better coastal risk management.

Microtidal coasts (<2 m) are very highly vulnerable to sea-level rise and inundation (Abuodha and Woodroffe 2010).

While in the macrotidal range (>4 m), the erosion is limited by tidal range (McLaughlin and Cooper 2010). In some places of coastal world where the tidal range is not as significant as microtidal coasts (<2 m), other forces can disturb hugely the sea level which may generate low-frequency oscillations and cause important damages on the coast.

These long waves are described as atmospherically generated tsunami, and the term “meteorological tsunami” (“meteotsunami”) is then used (Nomitsu 1935; Defant 1961; Rabinovich and Monserrat 1996, 1998; Rabinovich 2009). These low-frequency oscillations are also called seiches and harbor oscillations when they enter a harbor basin. These long waves are regularly observed in different world areas such as Balearic Islands (Rabinovich and Monserrat 1996), Argentina (Dragani et al. 2002), British Columbia and Washington (Thomson et al. 2007), Brazil (Candella 2009), Malta (Drago 2009), the Adriatic Sea (Šepić et al. 2009), and Algeria (Hemdane et al. 2017). Although this work only concerns the sudden sea-level rise induced by atmospheric disturbances, it is important to highlight the phenomenon of tsunamis, which can cause disasters on the coast. In addition,

Responsible Editor: Zhihua Zhang

This paper was selected from the 2nd Conference of the Arabian Journal of Geosciences (CAJG), Tunisia 2019

✉ Chawki Zerrouki
czerrouki@usthb.dz

¹ Laboratoire Géo-Environnement, Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, BP 32, El-alia, Algiers, Algeria

seiches can be generated by tsunamis (Rabinovich 1997), and the destructive effect occurs when the frequencies of arriving tsunami waves match the resonant frequencies of the harbor or bay (Rabinovich and Kim 2009). On this subject, it is to emphasize that some earthquakes have generated tsunamis on the Algerian coast like those tsunamis induced during the 2003 Zemmouri earthquake (Alasset et al. 2006), Djidjelli earthquakes of 21 and 22 August 1856 (Harbi et al. 2011), and the tsunami event that affected the Algerian coastline near Algiers on 2 January 1365 (Alasset et al. 2006).

The Algiers harbor is cited in the thorough overview of seiches and harbor oscillations of Rabinovich and Kim, (Rabinovich 2009) as one of the ports that are known to have frequent strong periodic horizontal water motions and seiches which can induce damage in the harbor area. The study of these oscillations should take into account other meteorological oscillations which could interact or induce seiches in harbors. For example, free infragravity waves (0.004–0.04 Hz) can be amplified by resonance and induce large seiches in harbors and semi-enclosed basins (Bertin et al. 2018). Swell and waves are also one of the factors that can initiate seiches (Rabinovich 2009).

While in the past, tide gauges mainly measured low-frequency oscillations (tide), latest advances in sea-level measurement technology (radar, pressure, laser, bubbles, developed float tide gauge, etc.) allow the detection of high-frequency oscillations. The important impact of meteorologically induced oscillations in coastal risks requires the use of high-frequency tide gauge data.

In this paper, the sea-level disturbances induced in Algiers harbor during the June–July 2002 event are analyzed in order to improve our understanding of seiches and harbor oscillations and then contribute to reduce the risk of coastal flooding.

The main objective of this work is to highlight the importance of high-frequency tide gauge data and underline its role in the detection of significant sea-level changes (fluctuations).

Methods

Sea-level and pressure data relating to atmospheric disturbance induced in Algiers harbor during June–July 2002 were kindly provided by the Office National de Signalisation Maritime (ONSM, Algeria) and www.infoclimat.fr, respectively. This analysis period of sea-level data was selected because of the quality of the data (without missing data) and the presence of disturbances of the original signal. Moreover, the use of data from July and August 2001 (Fig. 1) is taken as an example of a low-disturbance situation, and it aims to show the difference between the June–July 2002 event (Fig. 2) and a situation with low disturbances. The atmospheric pressure data which was recorded during the event of June–July 2002 ranges between 1010 and 1020 hPa (<https://www.infoclimat.fr/>).

The sea-level signal used in this study is obtained from a tide gauge with a sampling frequency of 0.003 Hz (every 300 s). In order to identify the different energies characterizing the global signal frequencies, spectral analysis is performed by using the power spectral density (PSD). The PSD used in this study was estimated by Welch's method (Welch 1967), which could help to have more control over the bias/resolution properties of the estimated PSD (Stoica and Moses 1997).

Once the spectral energies are known, the signal is filtered through a Butterworth filter. The latter is defined in terms of the square of its transfer function (Roberts and Roberts 1978). The Butterworth filter is used to extract the different waves included in the overall signal. The cutoff frequencies of the

Fig 1 Sea level and seiches observed at Algiers harbor during low sea-level disturbance event (August 2001)

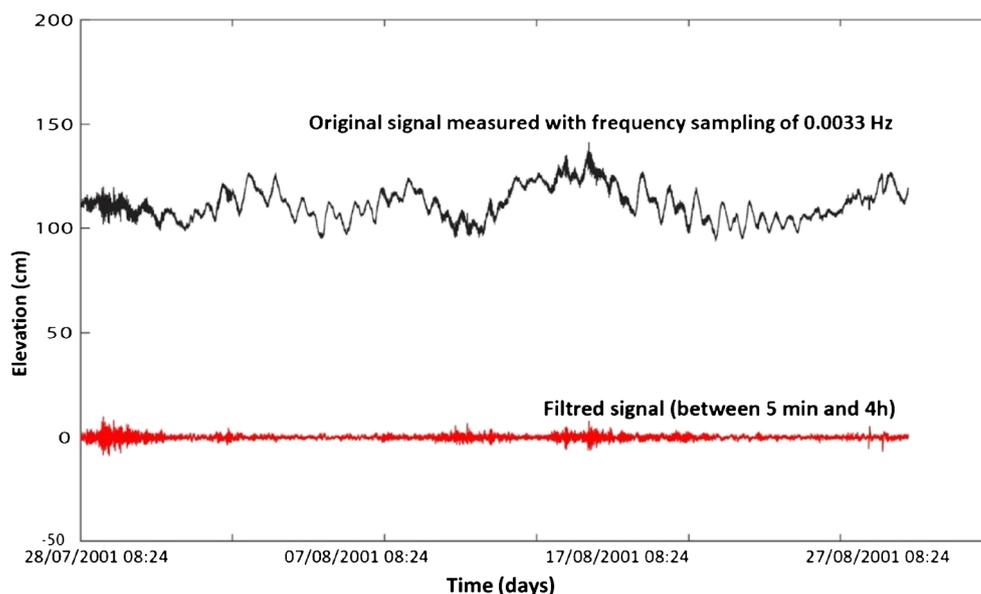
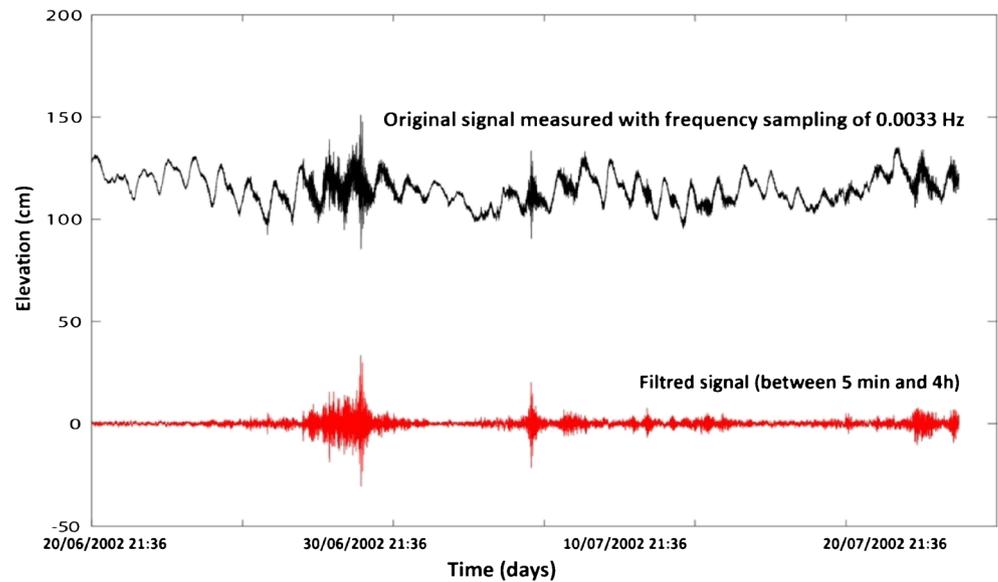


Fig. 2 Sea level observed at Algiers harbor during the sea-level disturbance events of June and July 2002



band-pass filter used in this study are frequency₁ (f1) and frequency₂ (f2) with f1 < f2. These cutoff frequencies are 0.000069 Hz (f1) and 0.0033 Hz (f2) with taking into account the Nyquist sampling criterion (sampling conditions).

All these analyses were performed using the free GNU Octave software (www.octave.org), which allows solving linear and nonlinear problems and performing other numerical experiments (Eaton 2012).

Finally, we examined the period of a fundamental mode of the Bay of Algiers using the following Merian’s formula for semi-circular (semi-closed) basin (Rabinovich 2009):

$$T_0 = 2.220 \left[2L / (gh)^{1/2} \right] \tag{1}$$

where *L* is the length of the Bay of Algiers (8290 m), *g* is the gravitational acceleration, and *h* is the water depth at the entrance of the bay (about 80 m).

Results and discussion

Figure 2 reveals two oscillations; the first oscillations are included in the frequency range of the tides (<0.000023 Hz), while the second oscillations have higher frequencies (<0.00009 Hz).

The sea-level signal measured between June and July 2002 shows a considerable disturbance in the signal (Fig. 2) and the presence of low-frequency oscillations reaching heights of 60 cm. The absence of a seismic event during this period suggests that these oscillations are related to the seiche phenomena which are very frequent in the Bay of Algiers. It is important to emphasize the flooding potential of these oscillations and the damage they can cause in the harbor. Moreover, the spectral analysis shows

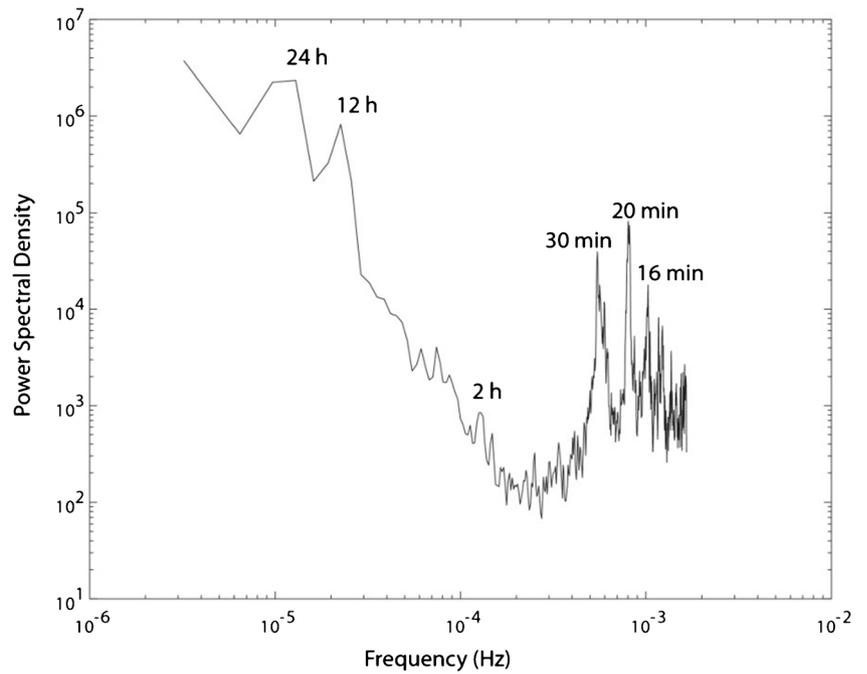
that these waves belong to the frequency range of meteotsunamis and seiches. In addition, the results show that these low (or medium) frequency waves are characterized by a main period of 20 min (Fig. 3).

On the other hand, results show that the main period of 20 min observed in the Bay of Algiers is similar to some main frequencies observed at Palma harbor during the tsunami event of the 2003 Zemmouri earthquake (Alasset et al. 2006; Vela et al. 2014). The application of Eq. (1) shows that the fundamental mode is about 21 min. The spectral analysis shows a main period in the frequency range of seiches of 20 min (Fig. 3). This allows us to deduce that the seiches observed during the events of June and July 2002 are probably linked to the resonance phenomenon induced by the morphology (shape) of the Bay of Algiers. This correspondence (or almost) between the calculated fundamental frequency and the measured seiches was observed by Candella (2009). This correspondence between the fundamental frequency and the main period observed in the signal could also be linked to the semi-circular shape of the Bay of Algiers (Fig. 4). Indeed, the Bay of Algiers is characterized by a geometry close to a semi-circular shape and which meets the conditions of use of Eq. (1).

The length to-width ratios used by Park et al. (2016) applied to Algiers bay, confirms that this one is close to the semi-elliptic shape (about 1.9). On the other hand, the other main observed periods of 24 h and 12 h are related, respectively, to the diurnal and semi-diurnal tides characterizing the Algiers coast resulting from the moon and sun actions (Rami et al. 2016). The periods of 30 and 60 min could potentially be related to a possible underestimation given by Eq. (1) and likely to a shelf resonance, respectively.

The absence of infragravity waves (0.004–0.04 Hz) is probably linked to the measurement frequency of 0.0033

Fig. 3 Spectral analysis of the sea-level signal observed at Algiers harbor during the sea-level disturbance events of June and July 2002



Hz, which does not allow the observation of this type of waves. Due to the possible relation between seiches and infragravity waves, the study of seiches should take into account other meteorological oscillations which could interact or induce seiches in harbors (i.e., infragravity waves). In

addition, swell and waves are among the factors that can initiate seiches (Rabinovich 2009). These high-frequency oscillations (swell/waves) can only be observed by wave or tide gauges with a frequency sampling of at least 1 Hz.

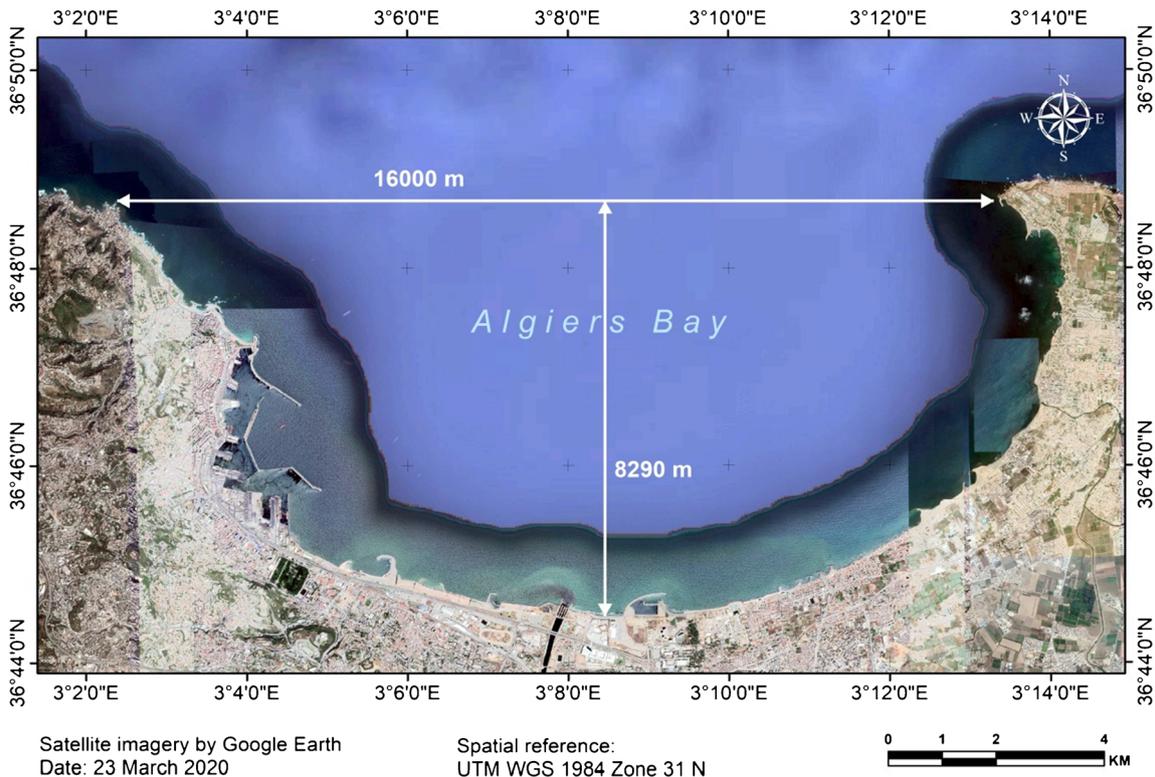


Fig. 4 Location and approximate dimensions of Algiers Bay

Conclusion

This work allowed the analysis of the characteristics of low-frequency waves observed during atmospheric disturbances on a coast with very low tidal range. The analysis of the sea level measured from a tide gauge at Algiers harbor during the sea-level disturbances of June–July 2002 allowed highlighting the existence of low-frequency oscillations at the Bay of Algiers. These signals are observed at the frequency range of meteotsunamis and seiches (and tsunamis), and they reach heights of 60 cm. Spectral analysis applied for this signal shows the existence of periods of 16, 20, and 30 min. Results show that the main period of 20 min observed in the Bay of Algiers corresponds to certain main frequencies observed in Balearic Islands during the tsunami event of the 2003 Zemmouri earthquake. Our work shows that low-frequency waves exist even during the low-agitation periods. However, they become more important during atmospheric disturbances and pose a risk to the coastal population and coastal infrastructures.

Finally, it is important to emphasize that the data used in this work are obtained with frequency sampling of 0.003 Hz. A higher-frequency sampling of the recorded data will allow the detection of both infragravity waves and waves/swells, which are important in understanding and studying meteotsunamis and seiches.

Declarations

Conflict of interest The authors declare that they have no competing interests.

References

- Abuodha PAO, Woodroffe CD (2010) Assessing vulnerability to sea-level rise using a coastal sensitivity index: a case study from south-east Australia. *J Coast Conserv* 14:189–205
- Alasset PJ, Hébert H, Maouche S, Calbini V, Meghraoui M (2006) The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (MW = 6.9, Algeria): modelling and results. *Geophys J Int* 166:213–226. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02912.x>
- Bertin X, De Bakker A, Van Dongeren A et al (2018) Infragravity waves: from driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Rev* 177:774–799
- Candella RN (2009) Meteorologically induced strong seiches observed at Arraial do Cabo, RJ, Brazil. *Phys Chem Earth, Parts A/B/C* 34:989–997
- Cazenave A, Dieng HB, Meyssignac B, von Schuckmann K, Decharme B, Berthier E (2014) The rate of sea-level rise. *Nat Clim Chang* 4:358–361. <https://doi.org/10.1038/nclimate2159>
- Defant A (1961) *Physical oceanography*, Pergamon
- Dragani WC, Mazio CA, Nuñez MN (2002) Sea level oscillations in coastal waters of the Buenos Aires province, Argentina. *Cont Shelf Res* 22:779–790
- Drago A (2009) Sea level variability and the ‘Milghuba’ seiche oscillations in the northern coast of Malta, Central Mediterranean. *Phys Chem Earth, Parts A/B/C* 34:948–970
- Eaton JW (2012) GNU Octave and reproducible research. *J Process Control* 22:1433–1438
- Harbi A, Meghraoui M, Maouche S (2011) The Djidjelli (Algeria) earthquakes of 21 and 22 August 1856 (10 VIII, IX) and related tsunami effects Revisited. *J Seismol* 15:105–129. <https://doi.org/10.1007/s10950-010-9212-9>
- Hemdane Y, Bouhamadouche M, Atroune F, Meghraoui M (2017) Very low cost high frequency tide gauge: the Rotary Tide Gauge - tsunamis, meteotsunamis / seiches, harbor oscillations, waves/swell and tide observations. In: Final meeting 6th – 8 the April 2017 – Mallorca, Balears. Assessment, Strategy and Risk Reduction for Tsunamis in Europe, Mallorca, Balears
- McLaughlin S, Cooper JAG (2010) A multi-scale coastal vulnerability index: a tool for coastal managers? *Environ Hazards* 9:233–248
- Nomitsu T (1935) A theory of tsunamis and seiches produced by wind and barometric gradient. *Mem Coll Sci Imp Univ Kyoto A* 18:201–214
- Park J, MacMahan J, Sweet WV, Kotun K (2016) Continuous seiche in bays and harbors. *Ocean Sci.* 12:355–368
- Rabinovich AB (1997) Spectral analysis of tsunami waves: separation of source and topography effects. *J Geophys Res Ocean* 102:12663–12676. <https://doi.org/10.1029/97JC00479>
- Rabinovich AB (2009) Seiches and harbor oscillations. In: Kim YC (ed) *Handbook of coastal and ocean engineering*. World Scientific Publishing, Singapore, pp 193–236
- Rabinovich AB, Monserrat S (1996) Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: descriptive and statistical analysis. *Nat Hazards* 13:55–90
- Rabinovich AB, Monserrat S (1998) Generation of meteorological tsunamis (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands. *Nat hazards* 18:27–55
- Rami A, Nechimi M, Maârouf S, Benkouider T (2016) Tidal signal processing by harmonic analysis for the Algerian vertical reference determination. *ATINER's Conf Pap Ser*
- Roberts J, Roberts TD (1978) Use of the Butterworth low-pass filter for oceanographic data. *J Geophys Res Ocean* 83:5510–5514
- Šepić J, Vilibić I, Belušić D (2009) Source of the 2007 Ist meteotsunami (Adriatic Sea). *J Geophys Res Ocean* 114
- Stoica P, Moses R (1997) *Introduction to spectral analysis*. Prentice hall, Prentice-Hall, Englewood Cliffs
- Thomson RE, Rabinovich AB, Krassovski MV (2007) Double jeopardy: concurrent arrival of the 2004 Sumatra tsunami and storm-generated waves on the Atlantic coast of the United States and Canada. *Geophys Res Lett* 34
- Vela J, Pérez B, González M, Otero L, Olabarrieta M, Canals M, Casamor JL (2014) Tsunami resonance in Palma bay and harbor, Majorca island, as induced by the 2003 Western Mediterranean earthquake. *J Geol* 122:165–182. <https://doi.org/10.1086/675256>
- Welch P (1967) The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Trans audio Electroacoust* 15:70–73

II. Analyse des données à haute fréquence (0.016 Hz)

Les données marégraphiques à haute fréquence de mesure (0.016 Hz) ont été fournies par le SHFN, et concernent des évènements d'agitation du niveau de la mer, comparées aux perturbations de la pression atmosphérique. Les évènements sélectionnés sont des enregistrements marégraphiques de Décembre 2014, Décembre 2018, Septembre et Octobre 2019, Janvier et Juin 2020.

Ces données ont été traitées, en premier lieu, avec la méthode de Welch pour l'analyse de la densité spectrale de puissance (PSD). Puis, une analyse spectrale par ondelettes continues (CWT) a été effectuée pour une analyse à la fois dans le domaine fréquentiel et le domaine temporel. Enfin, un filtrage passe-bande de Butterworth a été appliqué aux signaux afin d'étudier les oscillations du niveau de la mer durant ces périodes, leurs éventuelles causes, et de montrer l'importance de l'enregistrement des données du niveau marin par un marégraphe à haute fréquence de mesure.

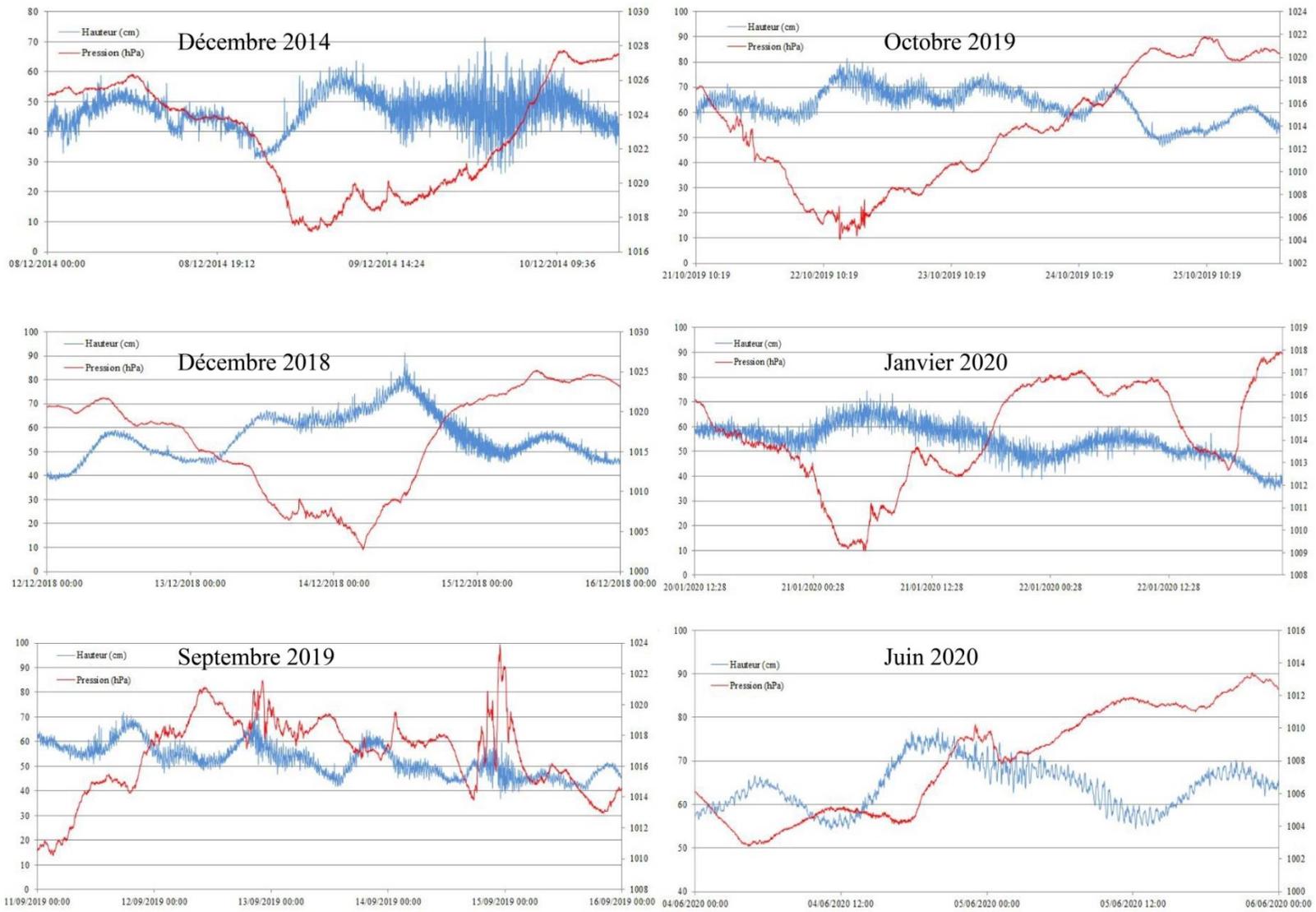


Figure 35 : Signaux globaux du marégraphe à haute fréquence (0.016 Hz)

L'observation sommaire du niveau de la mer enregistré à la fréquence de mesure de 0.016 Hz durant ces périodes, montre des perturbations du niveau marin. Parallèlement, l'observation de la pression atmosphérique montre une variation considérable passant tout d'abord par une baisse significative observée par exemple durant la période du 8 au 10 décembre 2014, qui s'est suivie par une hausse moins brusque atteignant 1027 hPa, vers la fin de cette période d'observation (10 décembre 2014).

Concernant les signaux du niveau de la mer et de la pression atmosphérique relatifs à la période du 12 au 16 décembre 2018 (Figure 35, voir annexe), les résultats montrent des perturbations du signal tidal. En effet, entre le 13 et le 16 décembre de cette période d'observation, la marée a été significativement perturbée par des oscillations de hautes fréquences. Ces dernières apparaissent lors d'une perturbation atmosphérique passant d'environ 1003 hPa à plus de 1025 hPa. Cela nous laisse conclure que ces ondes sont liées à cette perturbation atmosphérique et donc sont des ondes météorologiques. Ces résultats montrent en outre l'effet « baromètre inverse » ; la baisse de la pression atmosphérique induit une hausse du niveau de la mer.

Les signaux du niveau de la mer et de la pression atmosphérique concernant la période du 11 au 16 septembre 2019 (Figure 35, voir annexe) montrent une variation significative et plus fréquente de la pression atmosphérique, qui est plus prononcée vers le 13 et, notamment, le 15 septembre 2019. Par conséquent, le niveau de la mer est entièrement perturbé durant cette période.

Il en est de même pour le signal du niveau de la mer concernant la période du 21 au 26 octobre 2019 qui montre une agitation météorologique qui annule ou presque le signal de la marée, notamment vers 23 octobre 2019 (Figure 35, voir annexe). Cette perturbation est précédée d'une forte variation de la pression atmosphérique passant de 1004 hPa à plus de 1020 hPa, respectivement vers le 22 octobre 2019 et le 25 octobre 2019.

Par ailleurs, l'observation du signal global du niveau de la mer et de la pression atmosphérique relatifs à période du 20 au 23 janvier 2020 qui montre, également, que le niveau de la mer est très sensible aux variations, notamment brusques, de la pression atmosphérique (Figure 35, voir annexe). Cette dernière, passant d'environ 1009 hPa à environ 1018 hPa, avec variations intermédiaires parfois brusques, a engendré des oscillations marines de plus hautes fréquences.

Enfin, le comportement du niveau de la mer observé lors de la période du 4 au 6 juin 2020 montre également des oscillations de hautes fréquences qui apparaissent en même moment que la variation de la pression atmosphérique (Figure 35, voir annexe).

Les perturbations du niveau de la mer observées durant ces trois périodes pourraient être liées aux variations, parfois brusques, de la pression atmosphérique observée durant ces périodes (**Wilson 1972; Hutchinson 1975**). En effet, on remarque que l'allure globale des signaux du niveau de la mer, et de la pression atmosphérique, suivent une variation opposée en fonction du temps, sachant que le niveau de la mer varie initialement avec la pression atmosphérique par effet du baromètre inversé (IB), avec un rapport approximatif de -1 cm/hPa (**Fu and Pihos 1994**). Les pics de pression atmosphérique étant légèrement en avance par rapport aux pics du niveau de la mer, pourrait confirmer l'influence de la variation de pression sur les agitations et les variations du niveau de la mer.

Il convient en outre de souligner l'annulation ou presque du signal tidal dans certains de ces observations, qui est induite par des ondes météorologiques. En effet, sur les côtes microtidales, notamment les côtes à très faible marnage comme la côte Algérienne ($TR < 50 \text{ cm}$), la perturbation du niveau de la mer pourrait, dans certaines conditions météorologiques, annuler le signal de la marée.

A ce stade d'analyse, il n'est pas possible d'identifier clairement les caractéristiques et les types de ces ondes météorologiques. La détermination des types d'ondes requiert l'analyse détaillée des signaux à travers l'analyse spectrale de puissances, analyse par ondelettes, application de filtre, etc.

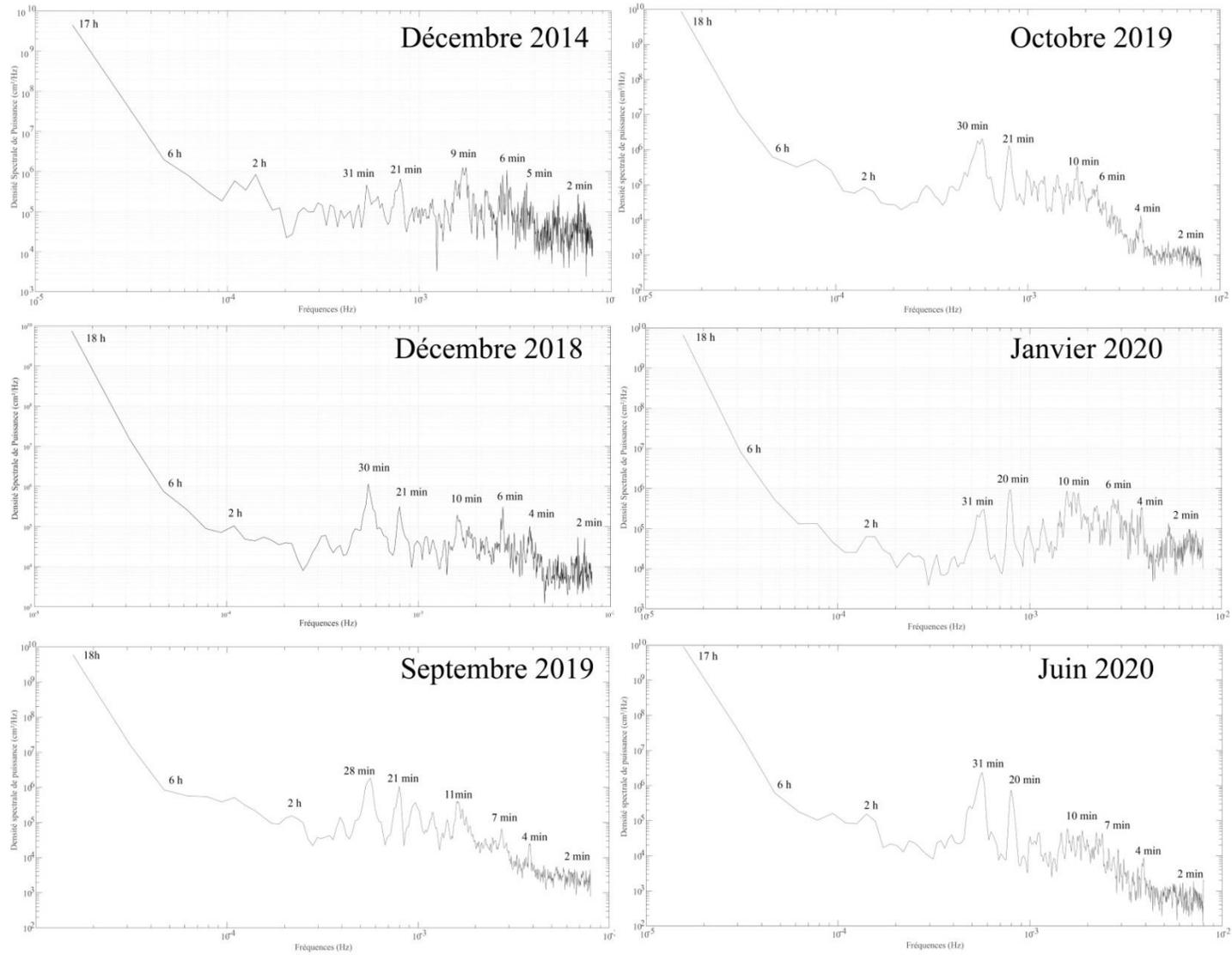


Figure 36 : Densités spectrales de puissances à haute fréquence (0.016 Hz)

L'analyse de la densité spectrale de puissance, appliquée au signal du niveau de la mer de ces périodes d'observation, montre des pics de fréquences appartenant à la gamme fréquentielle des seiches et des météotsunamis (quelques minutes à 2-3 h) (**Zerrouki and Hemdane 2021**). Ces fréquences correspondent, en l'occurrence, aux périodes d'environ 10 min, 20 min et 2h. En effet, l'ensemble des signaux observés lors des périodes de perturbations atmosphériques étudiées montre la présence d'ondes de hautes fréquences dont les pics principaux sont souvent observés dans les fréquences relatives aux périodes d'environ 20 min et 30 min. On observe également des légers pics fréquentiels correspondant aux ondes météorologiques plus longues (période d'environ 2 h). Les résultats montrent une possible relation entre la variation lente de la pression atmosphérique et l'occurrence de ces ondes météorologiques de longues périodes (2 h). Les résultats montrent également que les ondes ayant des fréquences relatives aux périodes de 10 min et de 5 min. Ces dernières sont les composantes fréquentielles secondaires des seiches caractérisant la zone d'étude et qui pourraient être liées, entre autres, à la résonance induite par le port.

L'analyse des puissances de densité spectrale effectuée avec la méthode de **Welch (1967)** a été complétée par l'analyse spectrale par ondelettes. Cette dernière montre, plus clairement, et en fonction du temps, aussi bien les énergies des ondes marines induites que leur exact moment d'occurrence durant cette période d'observation.

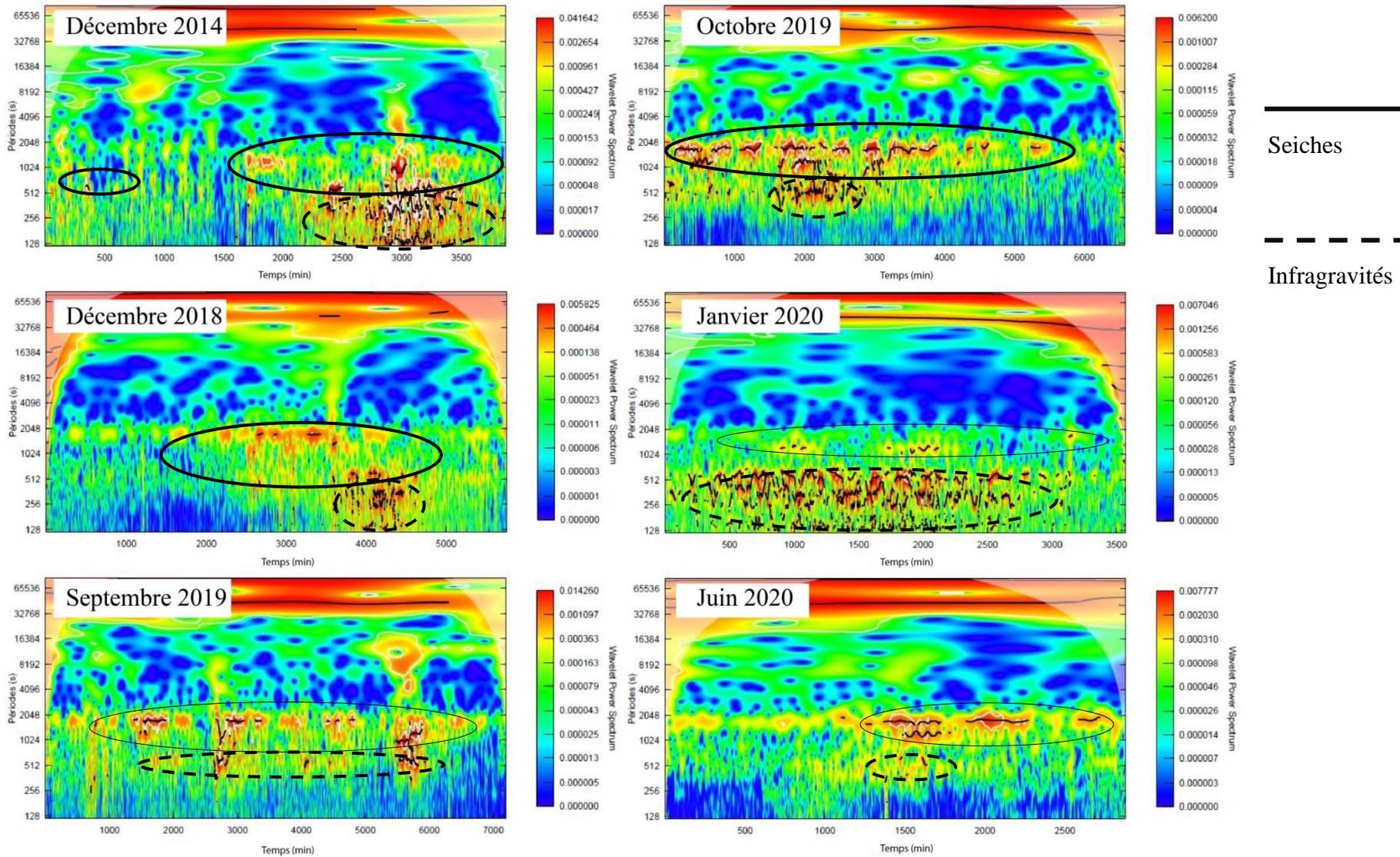


Figure 37 : Analyses par ondelettes à haute fréquence (0.016 Hz).

L'analyse spectrale par ondelettes confirme la présence des ondes de seiches et des IG, sur l'ensemble des résultats observés. Toutefois, il est important de noter que les pics des fréquences obtenus par l'analyse par ondelettes sont mieux identifiés. Cette méthode d'analyse des signaux montre en effet plus de détails fréquentiels, comme par exemple ceux obtenus dans les signaux IG de notre période d'observation. Cette qualité de résultats pourrait être liée à la performance de l'analyse par ondelettes dans le traitement des signaux non-stationnaires comme ceux du niveau de la mer (**Percival and Mofjeld 1997**).

L'application de l'équation de Merian (**Rabinovich 2009**) montre que la Baie d'Alger se caractérise par une fréquence de résonance correspondant à la période fondamentale d'environ 20 min. Cette même période, ou presque, a été également observée dans les résultats de l'analyse spectrale appliquée aux signaux du niveau de la mer mesurés. De ce fait, les seiches observées durant ces périodes pourraient être liées à la résonance induite par la morphologie de la baie d'Alger (**Zerrouki and Hemdane 2021**).

Les pics de fréquences obtenus par la méthode de Welch et de l'analyse par ondelette ont ensuite permis l'isolation des ondes marines relatives à ces pics fréquentiels.

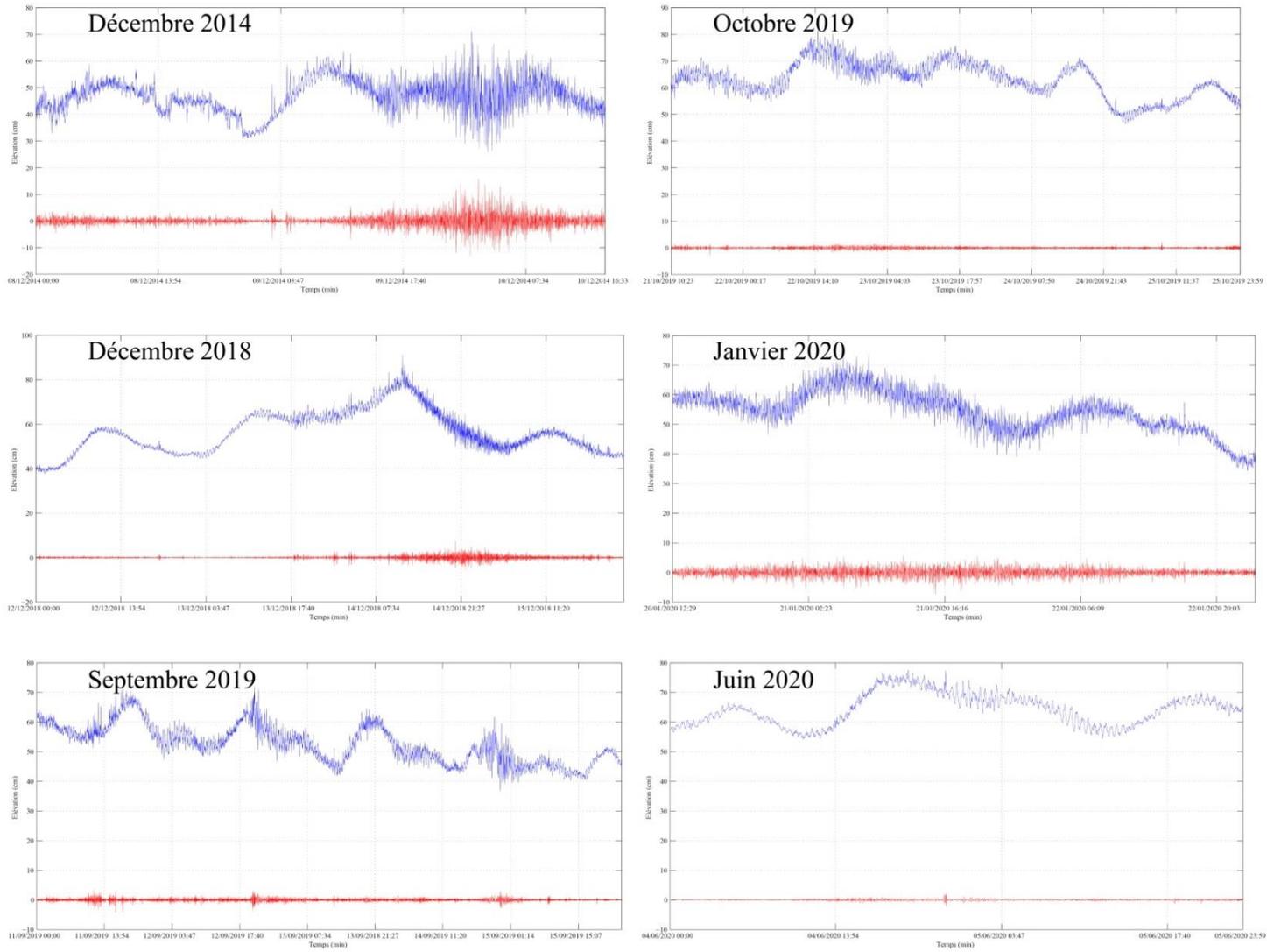


Figure 38 : Filtres Butterworth des infragravités à haute fréquence (0.016 Hz)

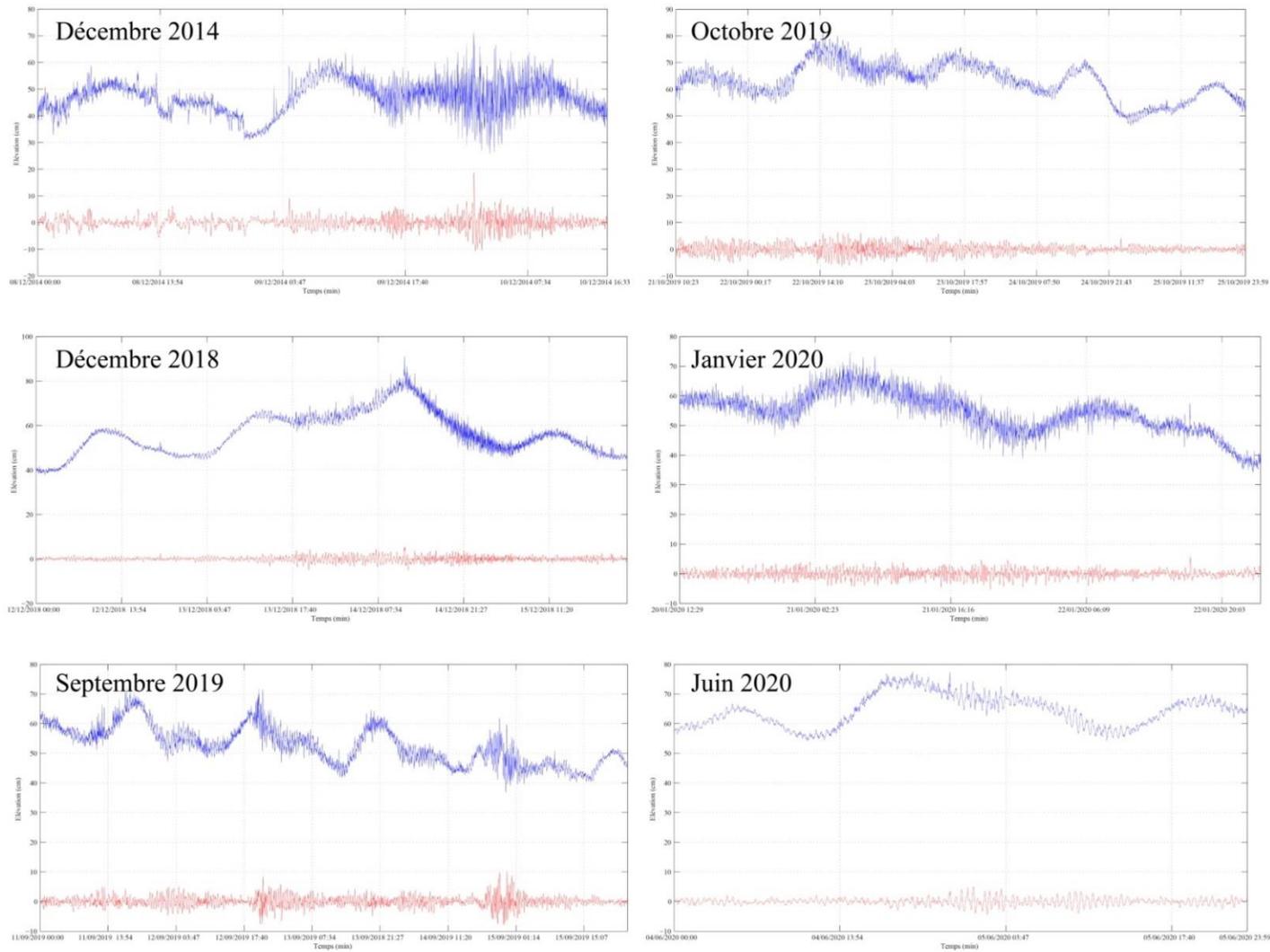


Figure 39 : Filtrés Butterworth des seiches et météotsunamis à haute fréquence (0.016 Hz)

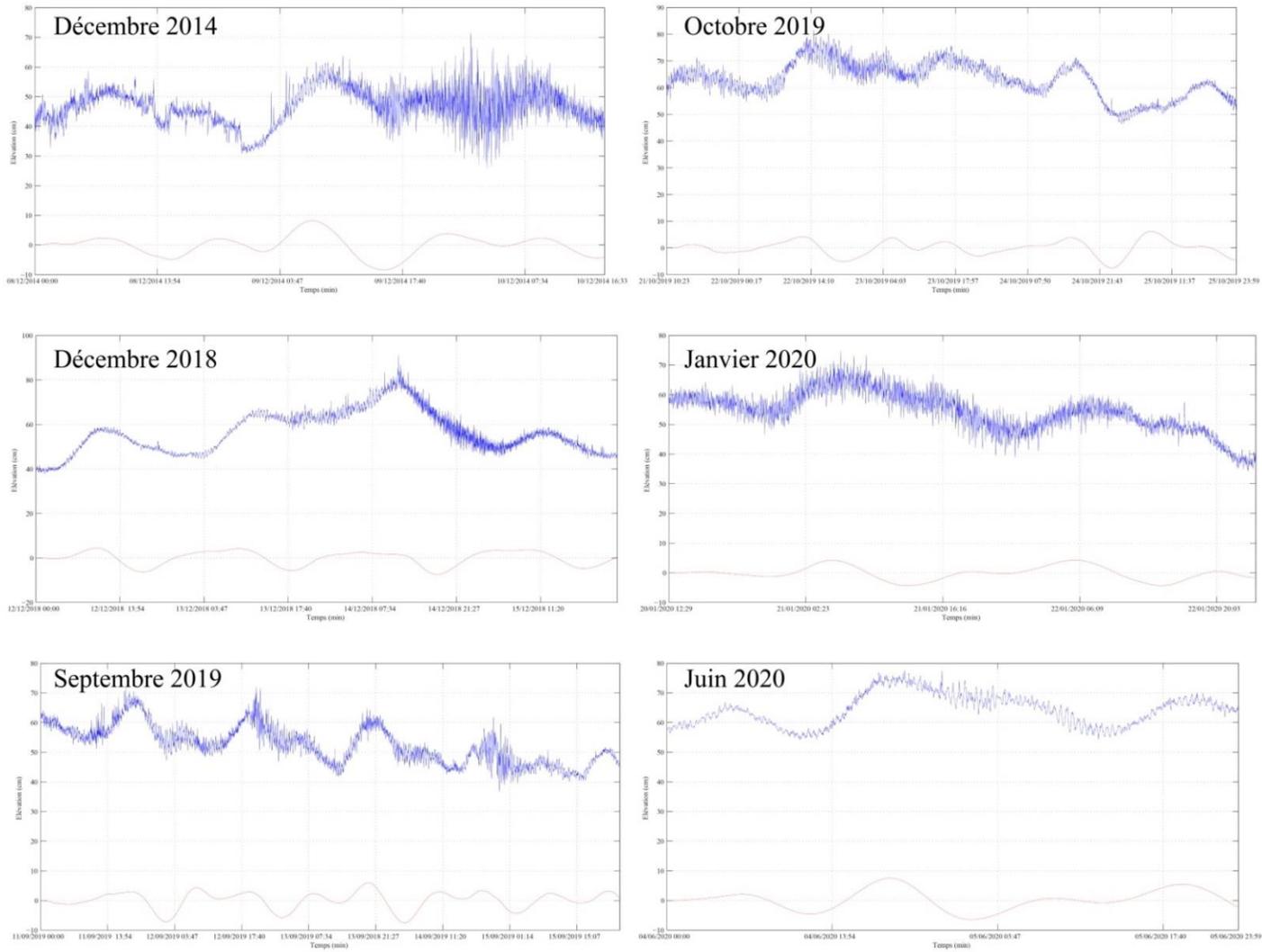


Figure 40 : Filtres Butterworth des marées à haute fréquence (0.016 Hz)

L'application du filtre de Butterworth montre, à cet effet, que le signal tidal est presque absent, par exemple vers le 10 décembre 2014, au moment où les seiches et les IG ont atteint, respectivement, des hauteurs d'environ 30 cm et 20 cm. Très probablement, les IG auraient eu un effet ou un rôle dans la génération des seiches au niveau de notre zone d'étude. En effet, les seiches peuvent être amplifiées par les IG (Rabinovich 1993), qui sont présentes en Méditerranée (Rabinovich 2009; Zerrouki and Hemdane 2021).

Quant aux autres pics fréquentiels, relatifs aux périodes de 30 min à 2 h, ces signaux pourraient potentiellement avoir un lien avec d'autres facteurs comme la résonance que pourrait induire le plateau continental (Webb 1976; Yamazaki and Cheung 2011). Cette période de résonance a été calculée par la formule de Merian (Yamazaki and Cheung 2011) adaptée à la forme semi circulaire de la baie, appliquée avec les dimensions de cette dernière au niveau du plateau continental ($h = -100\text{m}$ et $L = 12000\text{m}$). Le résultat de la formule indique une période de résonance avoisinant 30 min au niveau de la rupture de pente du plateau. La résonance du plateau continental a aussi été invoquée par Rabinovich (2009), où il propose le schéma représentatif des différentes amplifications de la vague, du large vers la côte.

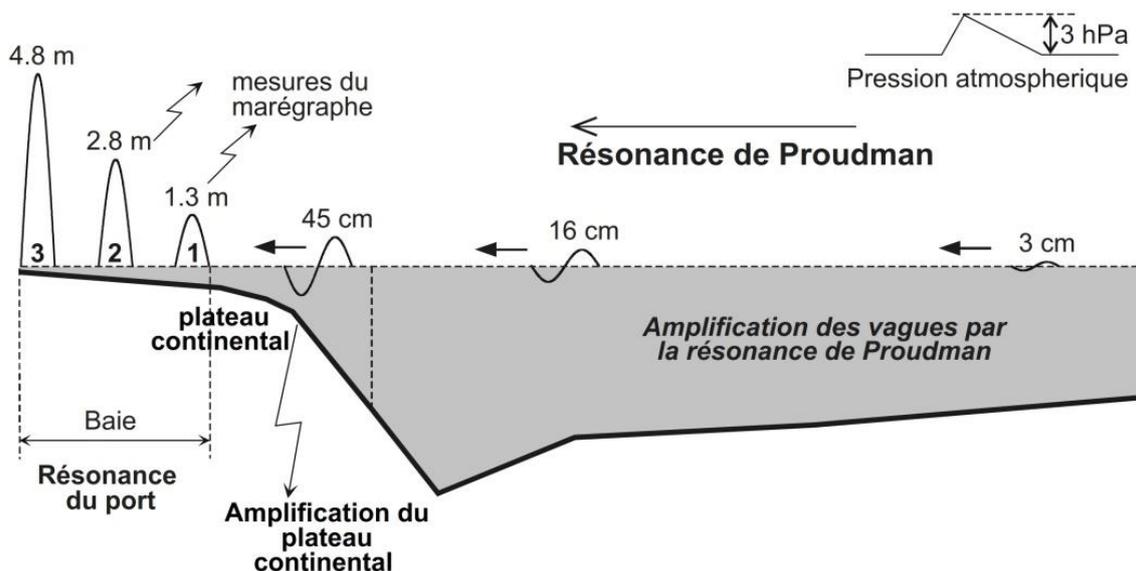


Figure 41 : Schéma de l'amplification des vagues en baie de Nagasaki (Rabinovich 2009)

Il est en outre important de souligner la présence des pics de fréquences dans la gamme fréquentielle des ondes infragravitaires (IG) (entre 0.004 Hz et 0.04 Hz). Néanmoins, la F_s de 0.016 Hz ne permet pas l'identification exacte des IG. En effet, les marégraphes à haute fréquence de mesure (0.016 Hz) (**Ozsoy et al. 2016**) permettent l'étude des météotsunamis (**Vilibić et al. 2016**). Cependant, la F_s de 0.016 Hz n'est pas assez élevée pour l'étude des ondes infragravitaires (**Pérez-Gómez et al. 2016**).

Il est également important de mettre en évidence que les seiches pourraient être initiées par les vagues et les houles (**Rabinovich 2009**). Cependant, la vérification de cette source d'amplification requiert inévitablement une instrumentation marégraphique adaptée, où la fréquence de mesure (F_s) doit être bien haute, par exemple 1 Hz, pour capter les signaux de vagues et de houle dans un bassin portuaire.

Par ailleurs, le choix de la zone de mesure dans le bassin portuaire a également un rôle dans l'observation de signaux de hautes fréquences. A titre d'exemple, un marégraphe à haute fréquence de mesure installé au niveau d'un musoir détecterait les hautes fréquences (vagues et houles) qui pourraient avoir un effet sur la génération des seiches au niveau d'un bassin portuaire. En revanche, le même appareil installé au fond du bassin portuaire ne pourrait détecter que les moyennes et les basses fréquences (exemple : la marée).

III. Analyse des données à très haute fréquence (1 Hz)

L'expression 'très haute fréquence' a été proposée et adoptée pour désigner l'échantillonnage avec une fréquence supérieure ou égale à 1 Hz. Cette fréquence d'échantillonnage de 1 Hz considère l'ensemble des ondes marines de surface dont la limite supérieure en fréquence est de 2 Hz pour les ondes capillaires. Par conséquent, cette F_s de 1 Hz permet de détecter les vagues et les houles dont la gamme fréquentielle est de 0.3 à 0.03 Hz.

Les données du niveau de la mer à la fréquence d'échantillonnage de 1 Hz, ont été mesurées In-Situ à l'aide des marégraphes développés au laboratoire de Géo-Environnement (le marégraphe rotatif 'RTG' et l'échelle de marée circulaire sèche) (Hemdane et al. 2019a).

Ces marégraphes à haute fréquence de mesures ont été déployés au niveau du port de Tamentfoust (Alger est) pendant la période d'agitation du 14 Décembre 2018 et les périodes de faible agitation du 23 mai 2016 et 10 juillet 2019.

Ces deux essais ont été effectués au niveau du musoir du port de Tamentfoust à titre expérimental, afin de valider cette nouvelle technologie de marégraphes à très haute fréquence.

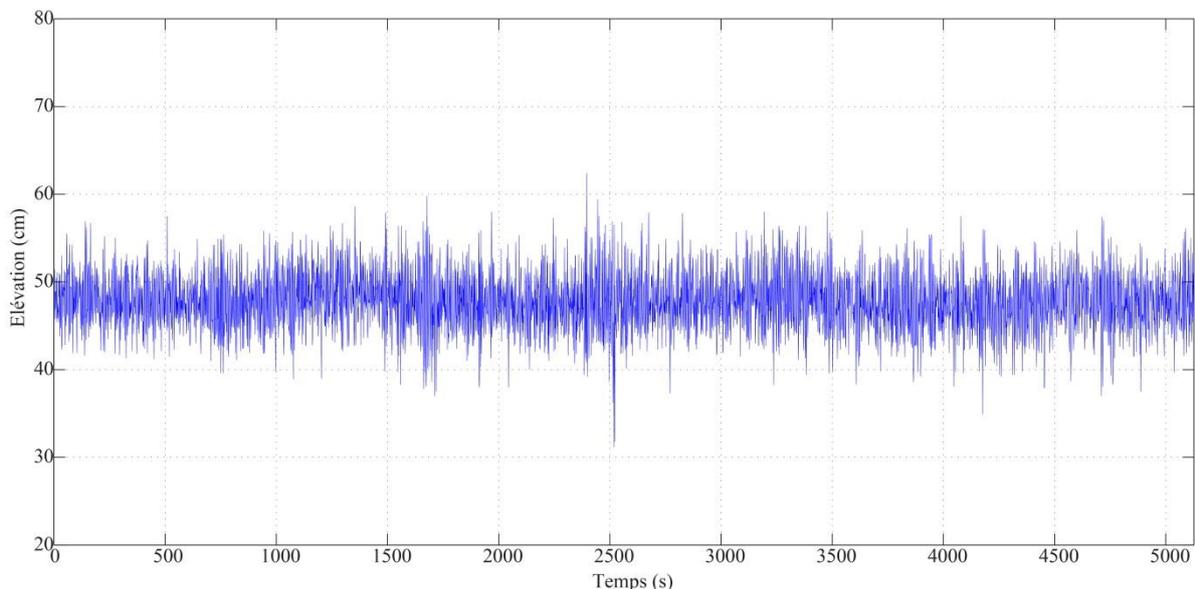


Figure 42 : Signal global à très haute fréquence - 23 Mai 2016

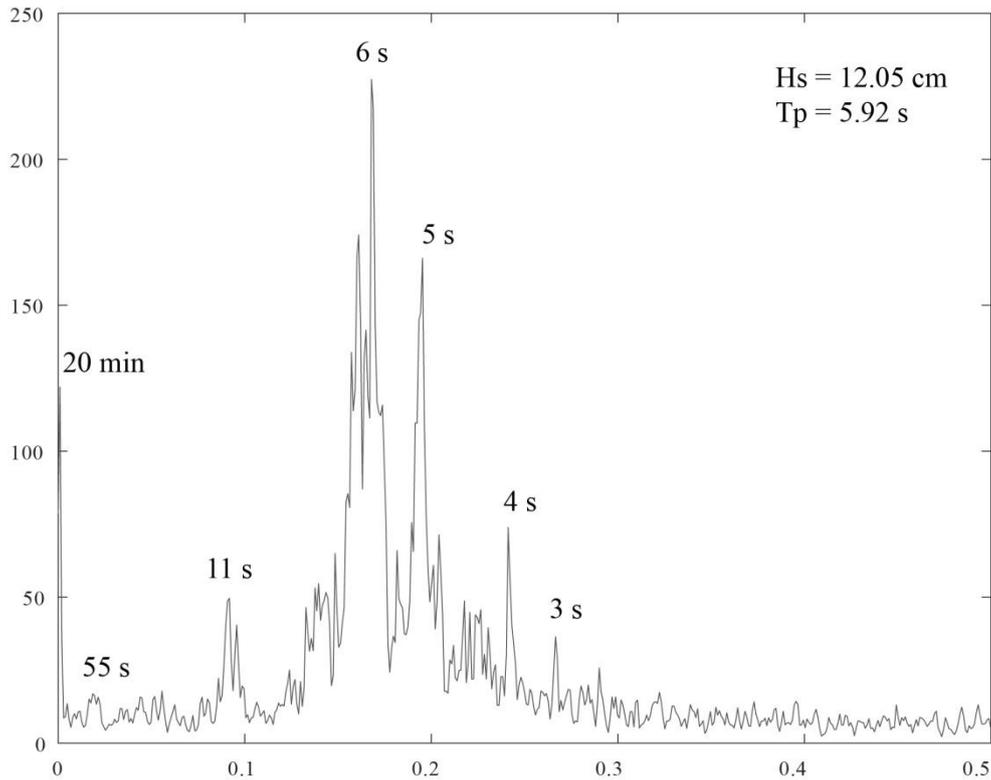


Figure 43 : Densité spectrale de puissance - 23 Mai 2016

L'analyse visuelle des résultats du signal du niveau de la mer mesuré pendant 1h30 lors de la période de faible agitation du 23 mai 2016 montre un signal très dense et difficilement interprétable à l'œil nu. Cette densité graphique est liée à la haute fréquence de mesure utilisée par notre marégraphe (Figure 42). Nous observons toutefois, assez clairement, une oscillation de basse fréquence enfouie dans le signal de haute fréquence. L'analyse de densité spectrale de puissances montre des ondes ayant des périodes allant de 3 s à 20 min (Figure 43). En ce qui concerne la période pic, elle est d'environ 6 s avec des hauteurs significatives d'environ 12 cm.

Il est également important de souligner la présence de pics dans la gamme fréquentielle des IG ($T=55 \text{ s}$) et des seiches ($T=20 \text{ min}$). Ces résultats montrent que même en présence de très faibles vagues ($H_s=12 \text{ cm}$), des ondes de basses fréquences comme les IG et les seiches peuvent se produire. Les IG et les seiches ne requerraient pas une perturbation atmosphérique remarquable pour se produire. Ainsi, leurs présences pourraient être « permanentes » ou presque et d'autres facteurs d'excitation ou d'amplification pourraient engendrer leur augmentation à la côte.

Ces facteurs d'amplification pourraient être liés aux conditions géomorphologiques locales, induisant une résonance, ou aux autres facteurs peu connus comme les ondes internes, les tsunamis et les microséismes.

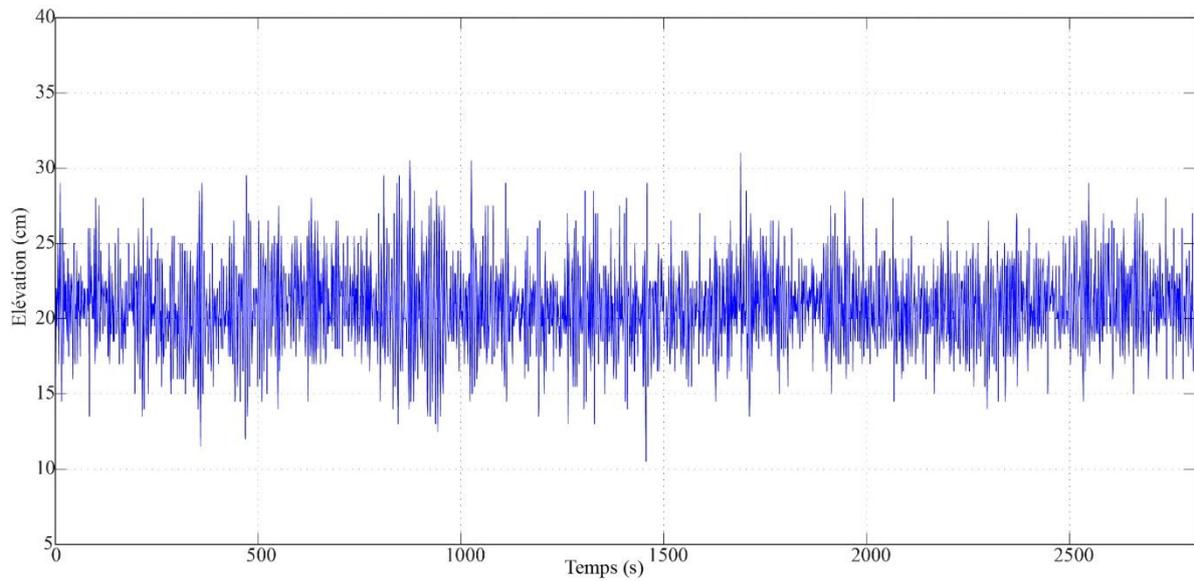


Figure 44 : Signal global à très haute fréquence - 10 Juillet 2019 - partie 1

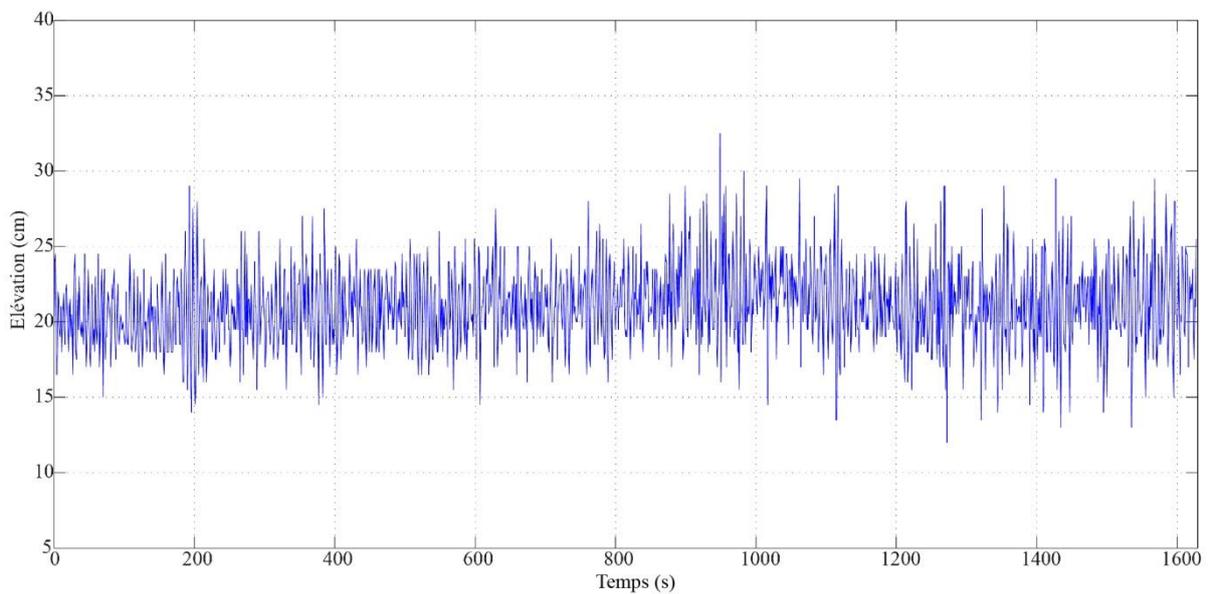
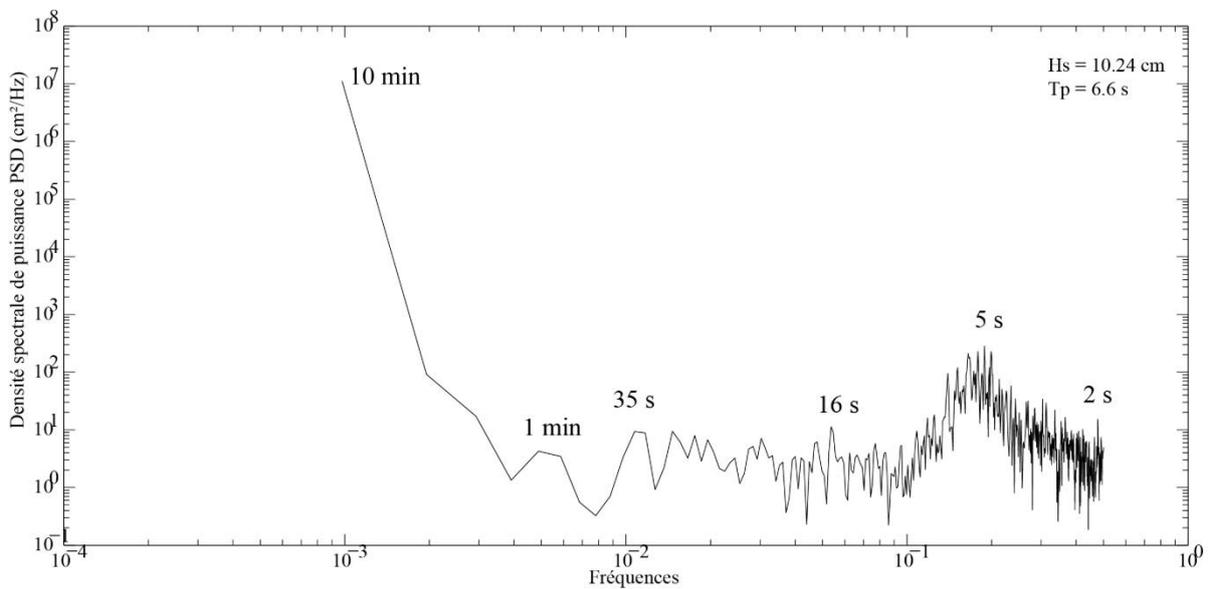


Figure 45 : Signal global à très haute fréquence - 10 Juillet 2019 - partie 2

Par ailleurs, l'observation du signal du niveau de la mer obtenu au niveau du port de Tamentfoust lors de la période de faible agitation du 10 juillet 2019, montre la présence des ondes allant de 2 s à 10 min. Les résultats montrent une période pic d'environ 6 s relatives aux faibles vagues, ayant des Hs d'environ 10 cm. Notons également un pic fréquentiel, correspondant à la période de 16 s, qui pourrait être lié aux houles qui proviendraient loin de la zone d'étude. La non apparition des fréquences relatives à la période de 20 min, souvent observée dans les signaux de la zone d'étude, serait, quant à elle, liée soit à la longueur du signal (court signal de 45 min). En résumé, ces résultats confirment, comme ceux précédents, que même en période de faible agitation les IG et les seiches sont susceptibles de se produire et risquant d'être amplifiées à la côte.



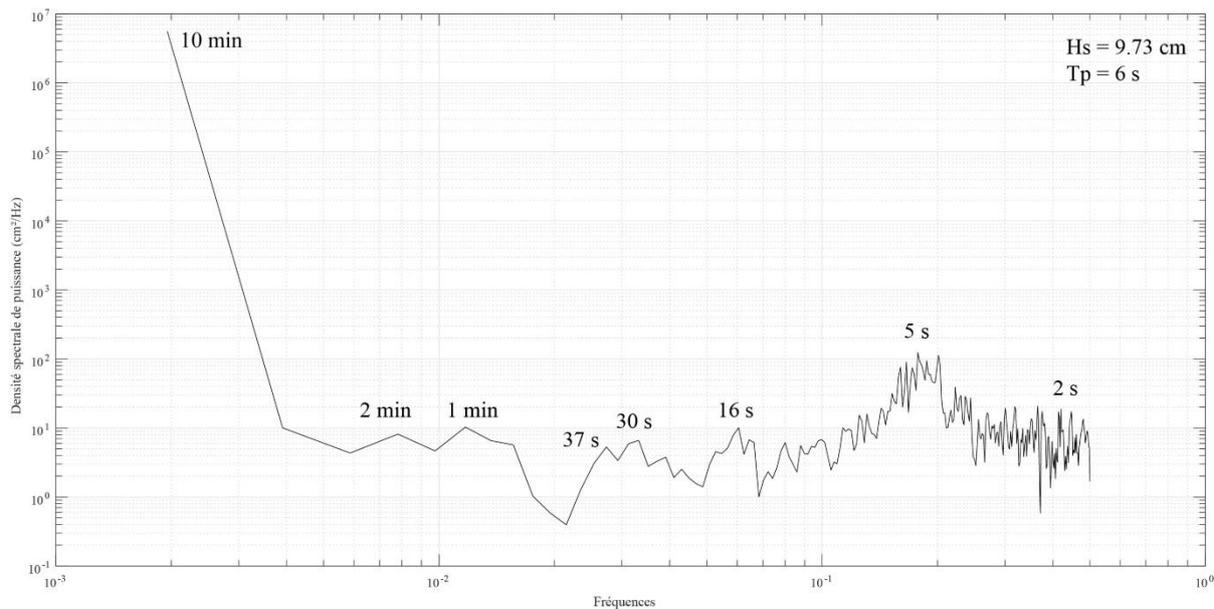


Figure 47 : Densité spectrale de puissance – 10 Juillet 2019 - partie 2

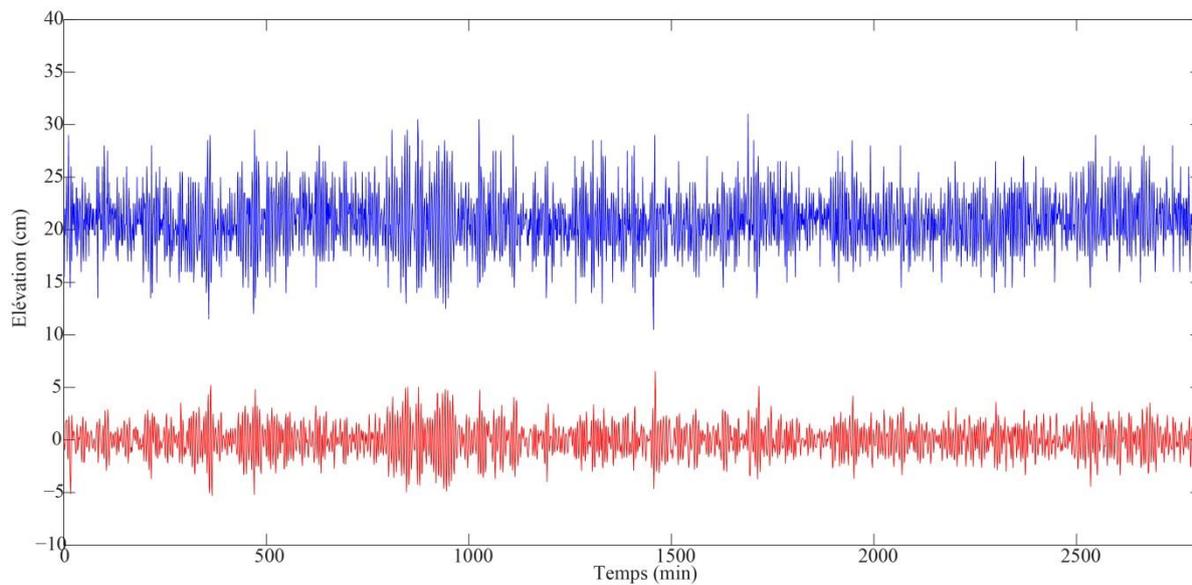


Figure 48 : Filtre Butterworth des vagues et houles - 10 Juillet 2019 - partie 1

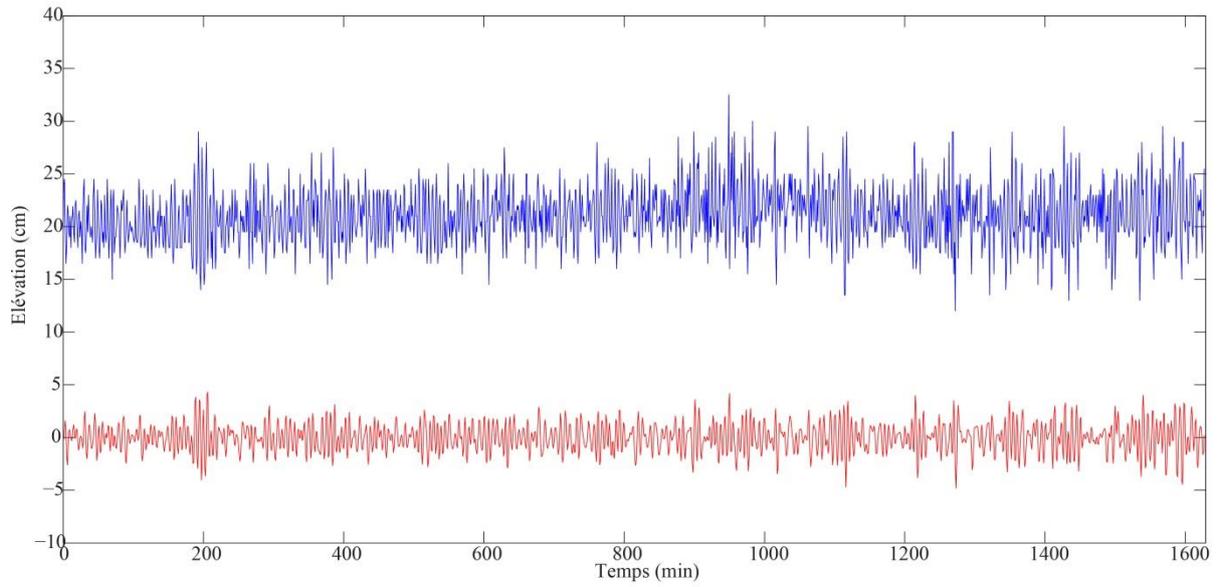


Figure 49 : Filtre Butterworth des vagues et houles - 10 Juillet 2019 - partie 2

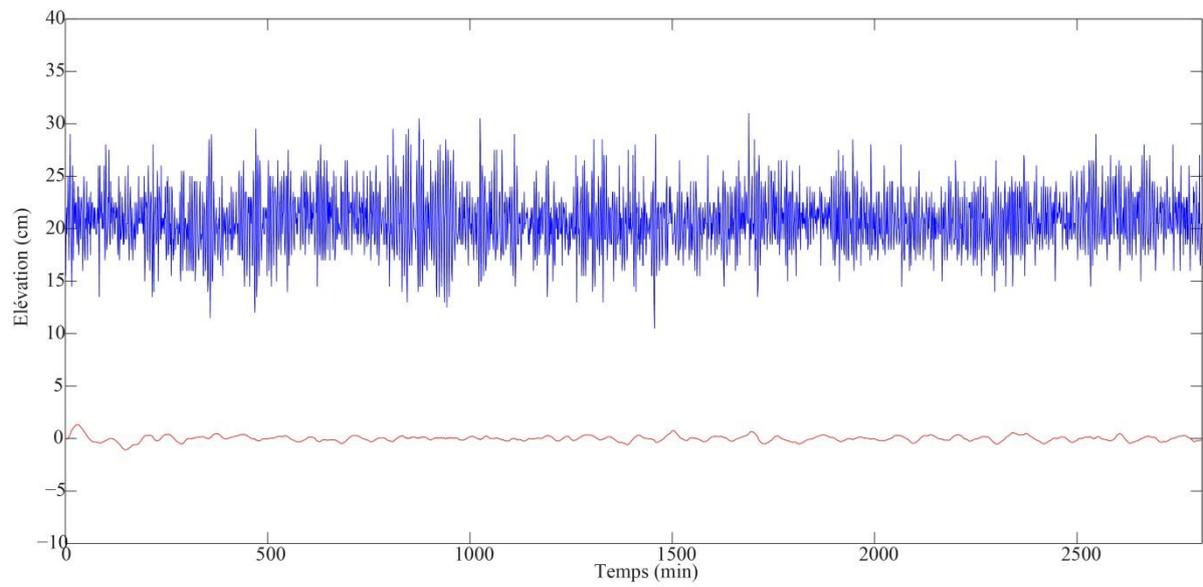


Figure 50 : Filtre Butterworth des infragravités – 10 Juillet 2019 - partie 1

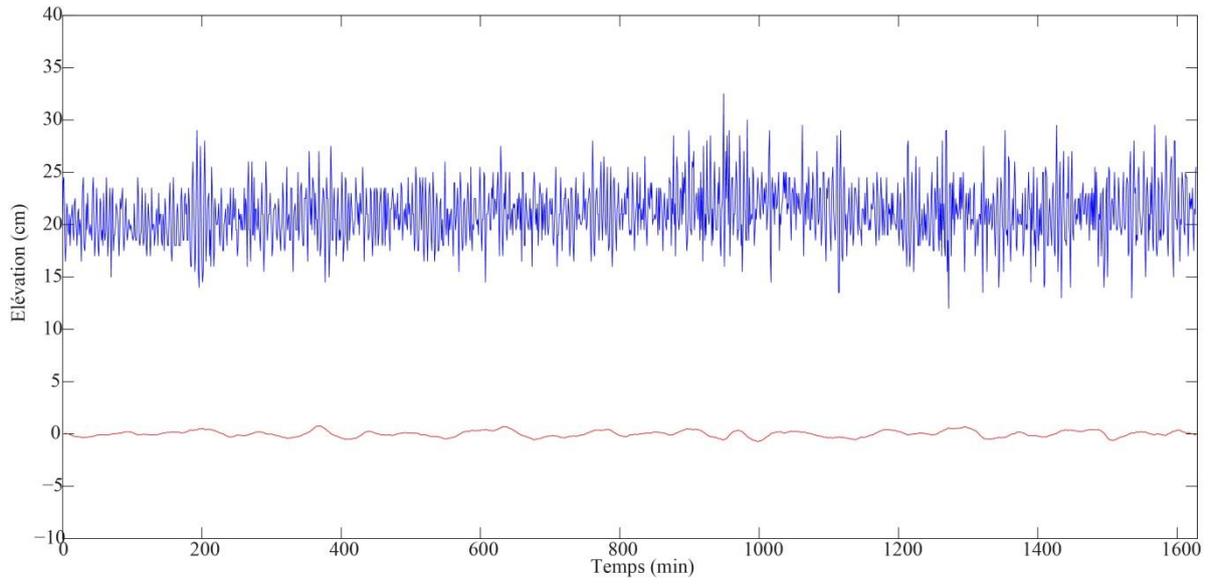


Figure 51 : Filtre Butterworth des infragravités - 10 Juillet 2019 - partie 2

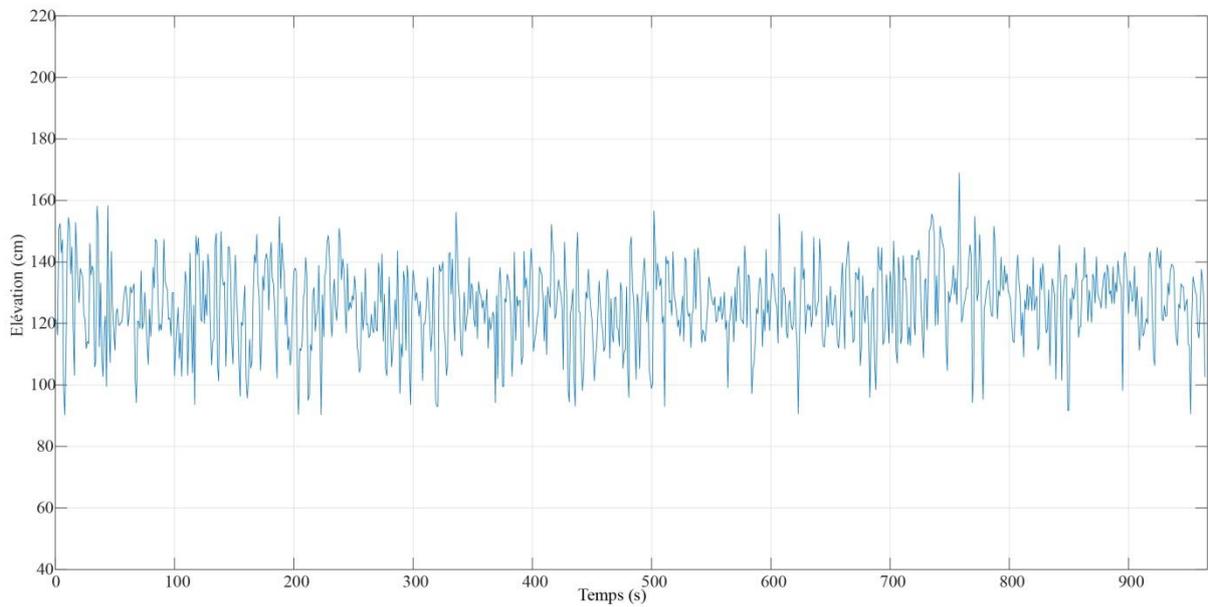


Figure 52 : Signal global à très haute fréquence – 14 Décembre 2018

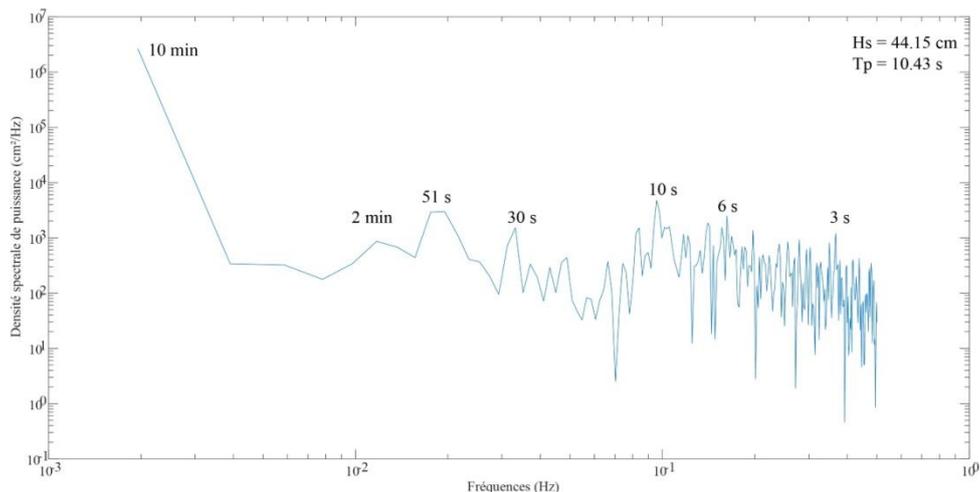


Figure 53 : Densité spectrale de puissance – 14 Décembre 2018

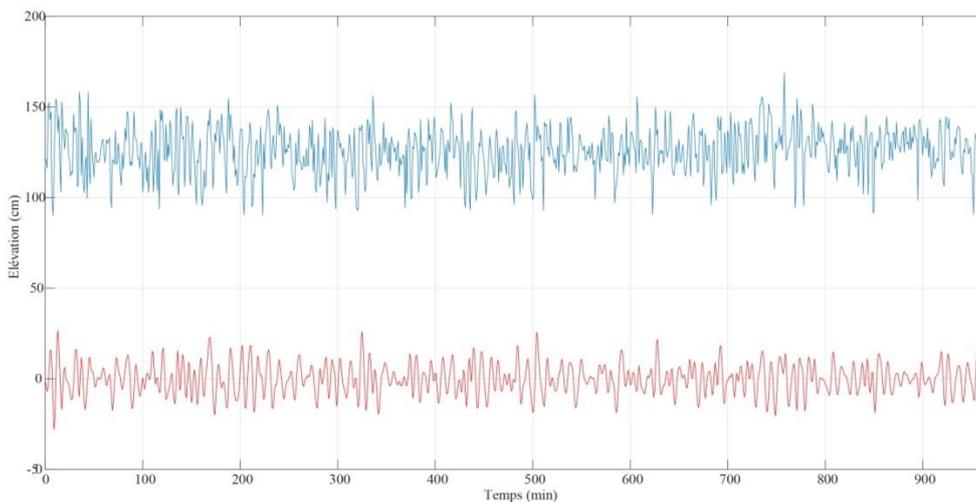


Figure 54 : Filtre Butterworth des vagues et houles – 14 Décembre 2018

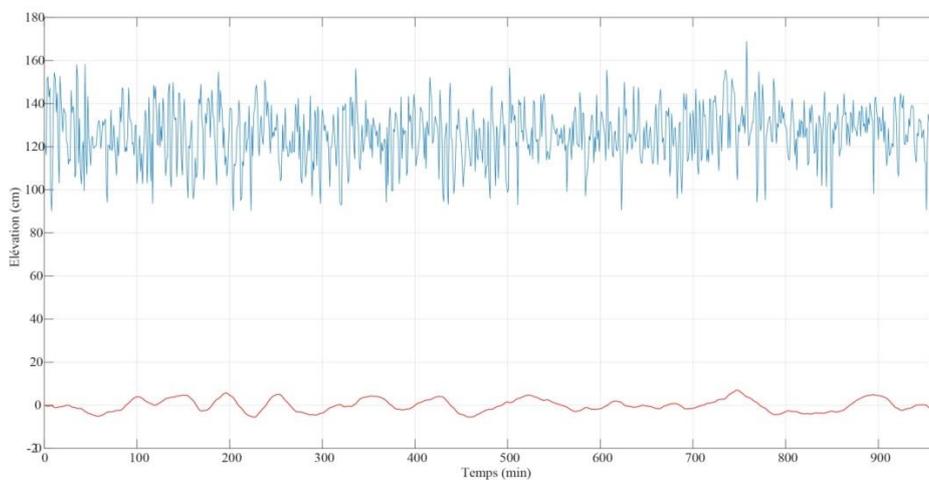


Figure 55 : Filtre Butterworth des infragravités à très haute fréquence – 14 Décembre 2018

Enfin, le niveau de la mer observé à très haute fréquence de mesure lors de la journée du 14 décembre 2018 montre une perturbation considérable du niveau de la mer (Figure 52). Celle-ci, a été également observée avec le marégraphe du SHFN avec une F_s de 0.016 Hz. Cette perturbation du niveau de la mer est liée aux variations de la pression atmosphériques qui est passée, lors de la journée du 14 décembre 2014, d'environ 1002 hPa à environ 1021 hPa. Nous observons également des vagues ayant des H_s d'environ 45 cm avec des T_p d'environ 10 s. Par ailleurs, des signaux d'ondes infragravitaires, ayant des périodes d'environ 30 s, 50 s et 2 min, caractérisent clairement cette période d'observation. Notons également la présence d'un pic fréquentiels relatif à la période de 10 min qui correspond aux seiches. A titre de rappel, cette période de seiche a été également mise en évidence au niveau du port d'Alger par **Zerrouki and Hemdane (2021)**. Enfin, la courte période d'observation n'a pas permis d'observer les autres fréquences des seiches au niveau de la zone d'étude. Les marégraphe à haute fréquence de mesure ont permis d'observer, d'une manière plus complète, les IG qui sont un rôle important dans la génération des seiches. Il est important de noter que la côte Algérienne a été citée par **Bowen and Inman (1971)** dans la description des barres en croissant ayant une relation avec les ondes infragravitaires (**Aagaard 1991**).

Les résultats ont également permis d'observer les vagues et les houles pouvant, entre autres, influencer la génération des seiches. Ces instruments, à haute fréquence de mesures, sont, en conséquence, plus adaptés pour l'étude de 'l'ensemble des ondes de surface pouvant être compris dans le niveau de la mer.

IV. Application de la méthode de Décomposition en Modes Empiriques

La méthode de Décomposition en Modes Empiriques (**Huang et al. 1998**) est une nouvelle méthode d'analyse de données non-linéaires et non-stationnaires (**Xuan et al. 2010**). Parce que les fenêtres utilisées dans la méthode de Welch et des ondelettes sont, en réalité, stationnaire à cette échelle, les résultats pourraient être relatifs surtout en présence d'un signal à forte non-stationnarité.

Dans nos résultats, nous avons observé que certaines ondes, qui semblent apparaitre avec l'observation visuelle sommaires des données, ne sont pas bien détectées dans certaines analyses spectrales. A titre d'exemple, les résultats de la densité spectrale de puissances du niveau de la mer mesuré le 10 juillet 2019 ne montre pas bien les ondes de seiches (Figure 47). Il en est de même pour l'événement du 23 mai 2016 où nous avons été contraints d'enlever l'échelle logarithmique des axes pour que les seiches apparaissent un peu.

C'est dans cette optique que la méthode de la Décomposition en Modes Empiriques a été appliquée dans cette partie pour vérifier ses performances à détecter des signaux qui ne sont, peut-être, pas montrées par la méthode de Welch et de l'analyse par les ondelettes. Il est important de souligner que la méthode de Décomposition en Modes Empiriques est également utilisée dans l'étude du niveau de la mer (**Ezer and Corlett 2012; Chambers 2015; Wang et al. 2020**) qui est irrégulier et non-stationnaire.

Les résultats de la méthode de Décomposition en Modes Empiriques appliquée aux signaux de 2014, 2016 et 2018 sont illustrés dans les figures (56, 57, 58).

L'observation des résultats montre que la plupart des signaux obtenus par la méthode de Welch et de l'analyse par les ondelettes sont donnés également par la méthode de Décomposition en Modes Empiriques. Notons en outre que cette méthode détecte des signaux qui sont proche de la Fs. Cela pourrait être intéressant, notamment lorsque celle-ci est relativement importante. A titre d'exemple, les résultats de l'analyse des signaux du niveau de la mer mesurés avec une Fs de 0.0033 Hz (5 min), obtenus avec la méthode de la densité spectrale des puissances, ont posé un problème induit par la condition de Shannon-Nyquist. En effet, cette dernière supprime, en l'occurrence, tous les signaux supérieurs à 0.0016 Hz (10 min). Il en serait de même pour la Fs de 0.016 Hz dont la même condition (Shannon-Nyquist) voilerait une grande partie des signaux infragravitaires (> 0.008 Hz).

D'après les résultats obtenus, la méthode de Décomposition en Modes Empiriques pourrait détecter les plus hautes fréquences comprises dans le signal global. Notons, par ailleurs, que les seiches qui n'ont pas été détectées par la méthode de Welch sont données par la méthode EMD.

Bien que la méthode de Décomposition en Modes Empiriques semble donner des résultats satisfaisants, il est toutefois important de souligner que ces derniers sont relatifs aux données traitées. De ce fait, il serait précipité de tirer des conclusions sur ses performances par rapport aux méthodes spectrales (Welch et ondelettes).

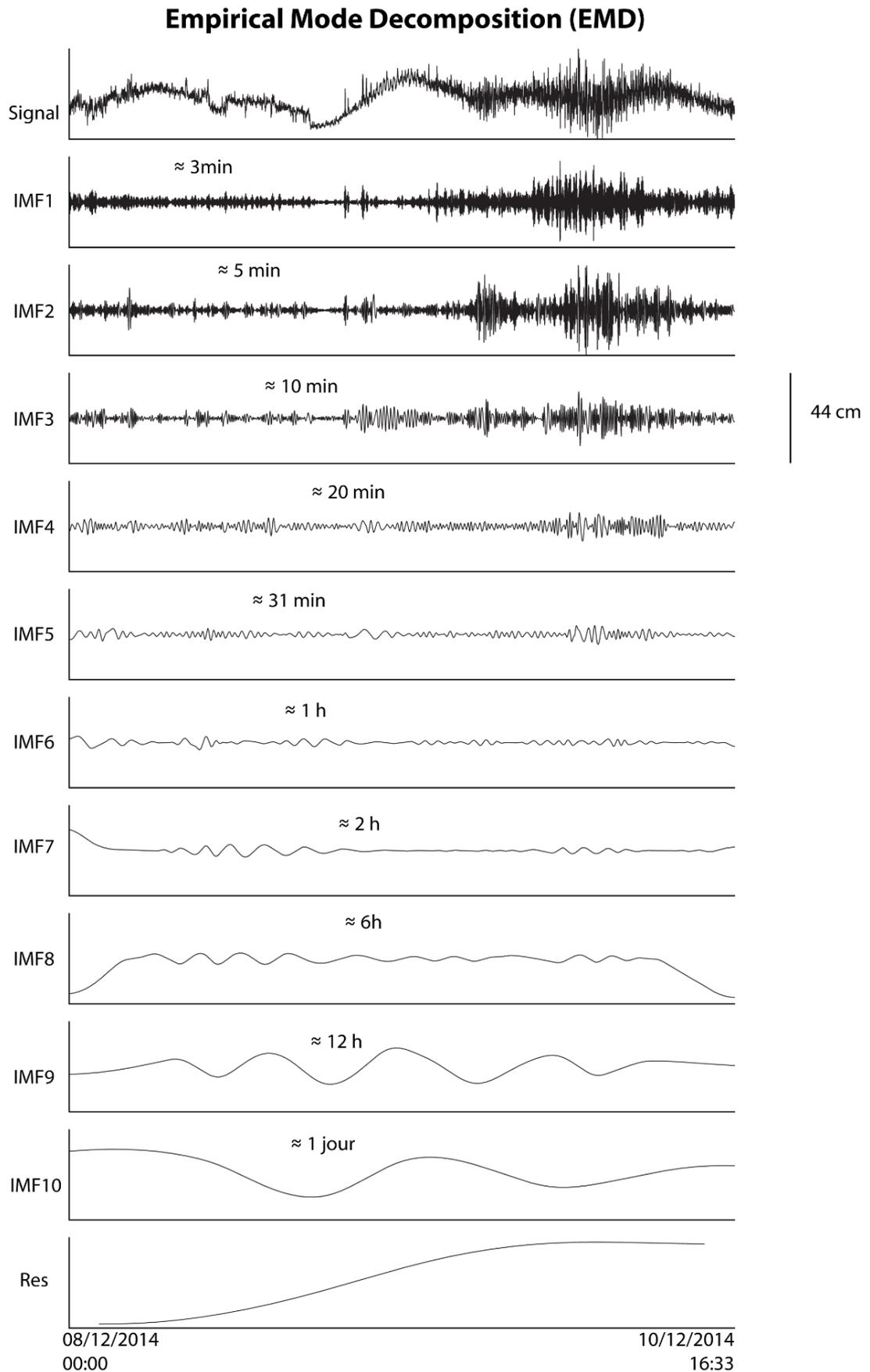


Figure 56 : Décomposition en Modes Empiriques - Décembre 2014

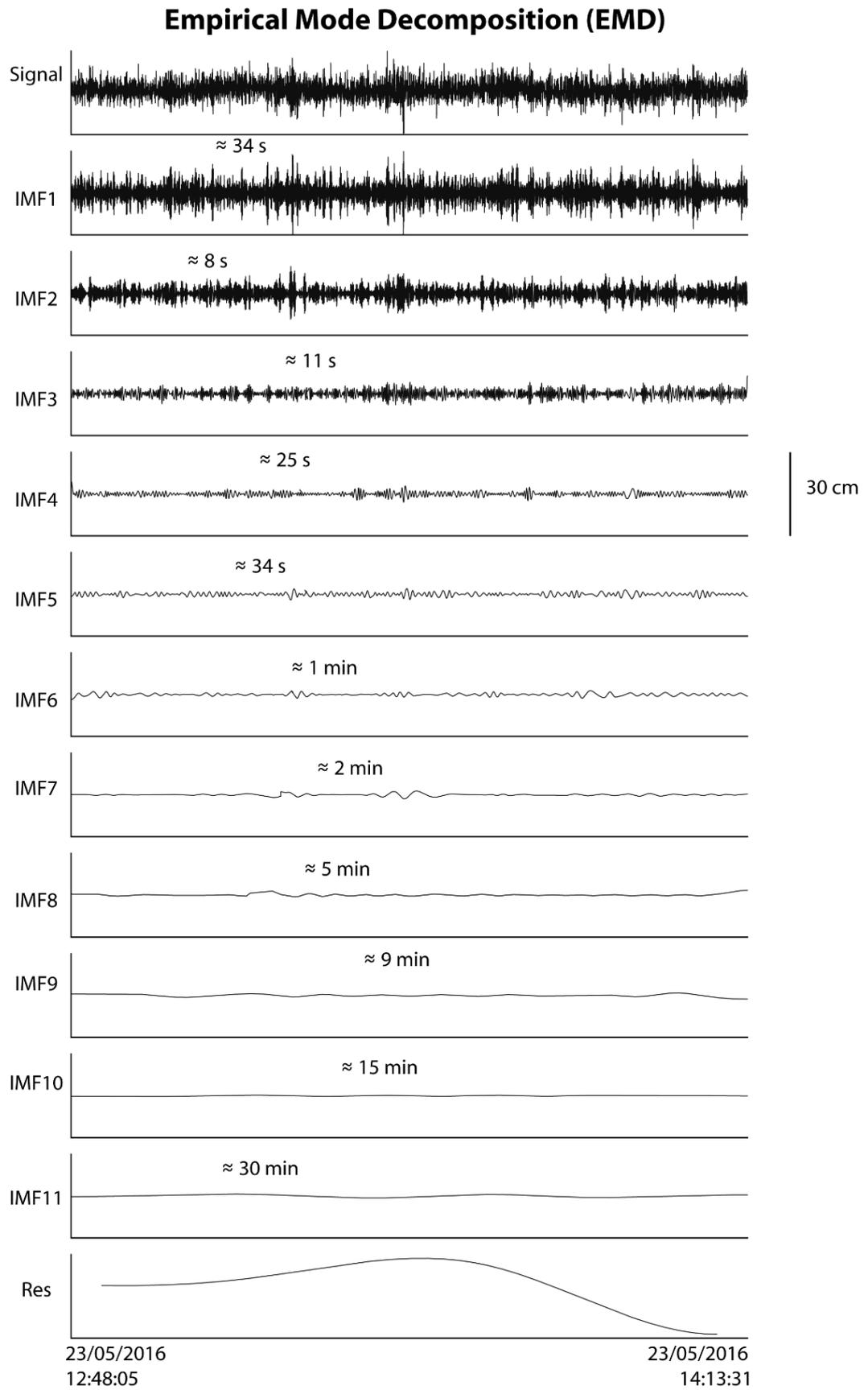


Figure 57 : Décomposition en Modes Empiriques - 23 Mai 2016

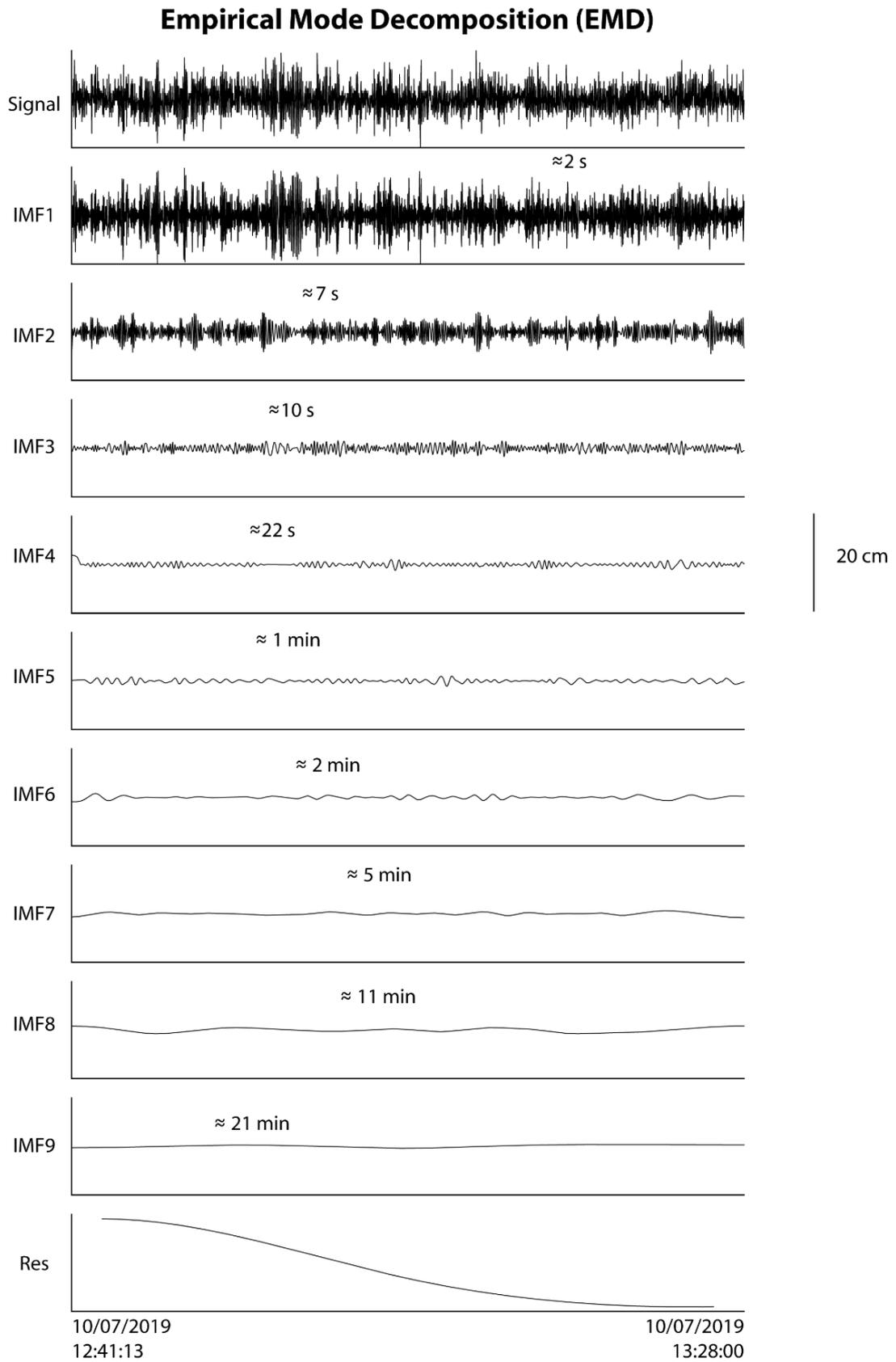


Figure 58 : Décomposition en Modes Empiriques - 10 Juillet 2019

Conclusion générale

Ces travaux de thèse ont concerné l'étude du niveau de la mer au niveau d'une zone portuaire en prenant comme zone d'étude le littoral Algérois qui se caractérise par un marnage très faible (< 50 cm). Ils ont été menés dans un environnement, en l'occurrence la baie d'Alger, qui a été largement citée, dans des travaux antérieurs, comme zone où certaines oscillations marines non-tidales sont susceptibles de se produire et qui peuvent causer un danger même dans les endroits les plus abrités. En effet, certaines ondes marines, conjuguées aux effets du réchauffement climatiques, peuvent induire une submersion marine dont le risque est encore plus élevé sur côtes basses. Par conséquent, l'observation continue du niveau de la mer s'avère nécessaire pour la réduction de certains risques côtiers. A ce sujet, les travaux de cette thèse ont montré l'importance de l'observation du niveau de la mer tout en montrant les performances et les capacités des différents instruments de mesures du niveau de la mer à détecter certaines ondes marines pouvant induire une agitation et possiblement une submersion marine au niveau d'une zone portuaire.

Toutefois, cette étude a montré que la détection de l'ensemble des ondes marines, qui peuvent se produire au niveau de la zone d'étude, requiert nécessairement une instrumentation marégraphique spécifique. A titre d'exemple, les marégraphes à moyenne fréquence de mesures (0.0033 Hz) ont montré leurs limites dans la détection et l'étude des ondes relatives aux infragravités et aux vagues/houles. Aussi, ces appareils détectent partiellement les seiches et les météotsunamis car ces derniers se caractérisent par une gamme fréquentielle allant de 5 min à 2-3 h. Les résultats obtenus dans cette thèse ont en outre montré que les marégraphes ayant une F_s de 0.016 Hz (1 min), considérés comme instruments à haute fréquence de mesure du niveau de la mer, sont moins performants pour l'étude de l'agitation marine d'une manière complète. En effet, bien que les seiches et les météotsunamis soient « bien » détectés par une F_s de 0.016 Hz, les ondes infragravitaires IG ne sont toutefois pas jaugées par ces appareils. A cet effet, il est important de rappeler que les IG sont susceptibles de se produire au niveau de la zone d'étude et ayant un rôle important dans la génération des seiches et des oscillations portuaires. Cela a motivé et encouragé le déploiement de marégraphes à très haute fréquence de mesures ($F_s=1$ Hz) au niveau de notre zone d'étude. Ainsi, cette thèse a identifié l'ensemble des ondes marines de surfaces qui peuvent engendrer une agitation ou une submersion marine au niveau de la Baie d'Alger.

Il est également important de souligner le rôle de la géomorphologie côtière, mise en exergue dans cette étude, dans la génération des seiches au niveau de la baie d'Alger. A ce propos, les résultats obtenus ont montré la présence d'ondes de seiches qui ont des fréquences presque identiques aux fréquences de résonance de la baie d'Alger et de son plateau continental.

De plus, les résultats ont permis de qualifier les performances des différentes méthodes d'analyses des données du niveau de la mer. Dans ce sens, l'analyse spectrale par la méthode de Welch et l'analyse par les ondelettes ont permis de comprendre, à des degrés différents, le comportement du niveau de la mer au niveau d'un bassin portuaire. Cependant, pour l'analyse spectrale, la condition de Nyquist-Shannon ne permet pas d'étudier les fréquences proches de la F_s instrumentale d'où la nécessité d'augmenter cette dernière pour l'étude détaillée du niveau de la mer.

Par ailleurs, la toute récente méthode de Décomposition en Modes Empiriques, expérimentée dans ce travail, a permis de détecter des signaux qui sont proche de la F_s . Cela pourrait être intéressant, notamment lorsque celle-ci est relativement importante. Bien que la méthode de Décomposition en Modes Empiriques semble donner des résultats satisfaisants, il est toutefois important de souligner que ces derniers sont relatifs aux données traitées. De ce fait, il serait précipité de tirer des conclusions sur ses performances par rapport aux méthodes spectrales (Welch et ondelettes).

Enfin, ces travaux de thèse ont permis d'ouvrir d'autres perspectives de recherches futures dans le domaine de l'étude du niveau de la mer, en prenant en considération l'effet des ondes marines sur la courantologie régionale et ce, à travers une instrumentation combinée de marégraphes (à haute fréquence de mesures) et de courantomètres. Il serait également intéressant de mener dans le futur des recherches (quantitatives) de ces ondes marines sur l'érosion côtière et leurs conséquences sur la submersion des côtes basses ouvertes.

Conclusion générale

Ces travaux de thèse ont concerné l'étude du niveau de la mer au niveau d'une zone portuaire en prenant comme zone d'étude le littoral Algérois qui se caractérise par un marnage très faible (< 50 cm). Ils ont été menés dans un environnement, en l'occurrence la baie d'Alger, qui a été largement citée, dans des travaux antérieurs, comme zone où certaines oscillations marines non-tidales sont susceptibles de se produire et qui peuvent causer un danger même dans les endroits les plus abrités. En effet, certaines ondes marines, conjuguées aux effets du réchauffement climatiques, peuvent induire une submersion marine dont le risque est encore plus élevé sur côtes basses. Par conséquent, l'observation continue du niveau de la mer s'avère nécessaire pour la réduction de certains risques côtiers. A ce sujet, les travaux de cette thèse ont montré l'importance de l'observation du niveau de la mer tout en montrant les performances et les capacités des différents instruments de mesures du niveau de la mer à détecter certaines ondes marines pouvant induire une agitation et possiblement une submersion marine au niveau d'une zone portuaire.

Toutefois, cette étude a montré que la détection de l'ensemble des ondes marines, qui peuvent se produire au niveau de la zone d'étude, requiert nécessairement une instrumentation marégraphique spécifique. A titre d'exemple, les marégraphes à moyenne fréquence de mesures (0.0033 Hz) ont montré leurs limites dans la détection et l'étude des ondes relatives aux infragravités et aux vagues/houles. Aussi, ces appareils détectent partiellement les seiches et les météotsunamis car ces derniers se caractérisent par une gamme fréquentielle allant de 5 min à 2-3 h. Les résultats obtenus dans cette thèse ont en outre montré que les marégraphes ayant une F_s de 0.016 Hz (1 min), considérés comme instruments à haute fréquence de mesure du niveau de la mer, sont moins performants pour l'étude de l'agitation marine d'une manière complète. En effet, bien que les seiches et les météotsunamis soient « bien » détectés par une F_s de 0.016 Hz, les ondes infragravitaires IG ne sont toutefois pas jaugées par ces appareils. A cet effet, il est important de rappeler que les IG sont susceptibles de se produire au niveau de la zone d'étude et ayant un rôle important dans la génération des seiches et des oscillations portuaires. Cela a motivé et encouragé le déploiement de marégraphes à très haute fréquence de mesures ($F_s=1$ Hz) au niveau de notre zone d'étude. Ainsi, cette thèse a identifié l'ensemble des ondes marines de surfaces qui peuvent engendrer une agitation ou une submersion marine au niveau de la Baie d'Alger.

Il est également important de souligner le rôle de la géomorphologie côtière, mise en exergue dans cette étude, dans la génération des seiches au niveau de la baie d'Alger. A ce propos, les résultats obtenus ont montré la présence d'ondes de seiches qui ont des fréquences presque identiques aux fréquences de résonance de la baie d'Alger et de son plateau continental.

De plus, les résultats ont permis de qualifier les performances des différentes méthodes d'analyses des données du niveau de la mer. Dans ce sens, l'analyse spectrale par la méthode de Welch et l'analyse par les ondelettes ont permis de comprendre, à des degrés différents, le comportement du niveau de la mer au niveau d'un bassin portuaire. Cependant, pour l'analyse spectrale, la condition de Nyquist-Shannon ne permet pas d'étudier les fréquences proches de la F_s instrumentale d'où la nécessité d'augmenter cette dernière pour l'étude détaillée du niveau de la mer.

Par ailleurs, la toute récente méthode de Décomposition en Modes Empiriques, expérimentée dans ce travail, a permis de détecter des signaux qui sont proche de la F_s . Cela pourrait être intéressant, notamment lorsque celle-ci est relativement importante. Bien que la méthode de Décomposition en Modes Empiriques semble donner des résultats satisfaisants, il est toutefois important de souligner que ces derniers sont relatifs aux données traitées. De ce fait, il serait précipité de tirer des conclusions sur ses performances par rapport aux méthodes spectrales (Welch et ondelettes).

Enfin, ces travaux de thèse ont permis d'ouvrir d'autres perspectives de recherches futures dans le domaine de l'étude du niveau de la mer, en prenant en considération l'effet des ondes marines sur la courantologie régionale et ce, à travers une instrumentation combinée de marégraphes (à haute fréquence de mesures) et de courantomètres. Il serait également intéressant de mener dans le futur des recherches (quantitatives) de ces ondes marines sur l'érosion côtière et leurs conséquences sur la submersion des côtes basses ouvertes.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Aagaard T (1991) Multiple-bar morphodynamics and its relation to low-frequency edge waves. *J Coast Res* 801–813
- Abuodha PAO, Woodroffe CD (2010) Assessing vulnerability to sea-level rise using a coastal sensitivity index: a case study from southeast Australia. *J Coast Conserv* 14:189–205
- Akziz D (2018) Le fonctionnement tectono-eustatique des littoraux algériens (Cas du Sahel occidental d'Alger). USTHB
- Alasset PJ, Hébert H, Maouche S, et al (2006) The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (MW = 6.9, Algeria): Modelling and results. *Geophys J Int* 166:213–226. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02912.x>
- Ambraseys NN, Vogt J (1988) Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers. *Eur Earthq Eng* 3:16–29
- Atroune F (2012) Répartition des métaux lourds dans les sédiments superficiels, charriés par l'Oued El Harrach dans la baie d'Alger et son environnement immédiat. USTHB
- Aymé A (1952) Le Quaternaire littoral des environs d'Alger. Actes du Congrès Panafricain Préhistoire, Ile Sess Alger 242–246
- Aymé A (1964) Carte géologique au 1/50000, Alger N 21. Publ Serv Cart Géologique Algérie, Alger, Algérie
- Bai Y, Jin W-L (2016) Chapter 5 - Wave Loads for Ship Design and Classification. In: Bai Y, Jin W-LBT-MSD (Second E (eds). Butterworth-Heinemann, Oxford, pp 73–93
- Barberopoulou A, Qamar A, Pratt TL, Steele WP (2006) Long-period effects of the Denali earthquake on water bodies in the Puget Lowland: Observations and modeling. *Bull Seismol Soc Am* 96:519–535
- Bertin X, De Bakker A, Van Dongeren A, et al (2018) Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Rev* 177:774–799
- Betrouni M (1983) Le pléistocène supérieur du littoral ouest algérois, Université d'Aix-Marseille II, Fac. Sc. Luminy

- Bonneau D (1986) Le nilomètre: aspect technique. MOM Éditions 11:65–73
- Bosence DWJ, Coe AL, Church KD, et al (2003) The sedimentary record of sea-level change. Cambridge University Press
- Bowen AJ, Inman DL (1971) Edge waves and crescentic bars. *J Geophys Res* 76:8662–8671
- Bowers EC (1977) Harbour resonance due to set-down beneath wave groups. *J Fluid Mech* 79:71–92. <https://doi.org/DOI: 10.1017/S0022112077000044>
- Bryant E (2014) Tsunami: the underrated hazard. Springer
- Candella RN (2009) Meteorologically induced strong seiches observed at Arraial do Cabo, RJ, Brazil. *Phys Chem Earth, Parts A/B/C* 34:989–997
- Chambers DP (2015) Evaluation of empirical mode decomposition for quantifying multi-decadal variations and acceleration in sea level records. *Nonlinear Process Geophys* 22:157–166
- Chapman DC, Giese GS (2001) Seiches, *Encyclopedia of Ocean Sciences*, eds Steele, JH, Turekian, KK and Thorpe, SA, Vol. 5
- Chen G-Y, Chien C-C, Su C-H, Tseng H-M (2004) Resonance induced by edge waves in Hua-Lien Harbor. *J Oceanogr* 60:1035–1043
- Crawford RW, Hirschfeld T, Sanborn RH, Wong CM (1982) Organic analysis with a combined capillary gas chromatograph mass spectrometer Fourier transform infrared spectrometer. *Anal Chem* 54:817–820. <https://doi.org/10.1021/ac00241a051>
- Defant A (1961) *Physical oceanography*. Pergamon
- Demirbilek Z, Vincent VCL (2008) *Coastal Engineering Manual*, chapter II-I, Water wave mechanics
- Djumagaliev VA, Rabinovich AB, Fain I V (1994) Theoretical and experimental estimation of transfer peculiarities of the Malokurilsk Bay coast, the Island of Shikotan. *Izv Acad Sci Atmos Ocean Phys C/C Izv Akad Nauk Fiz Atmos I OKEANA* 30:680–686
- Donn WL (1964) Alaskan earthquake of 27 March 1964: Remote seiche stimulation. *Science* (80-) 145:261–262

- Dragani WC, Mazio CA, Nuñez MN (2002) Sea level oscillations in coastal waters of the Buenos Aires province, Argentina. *Cont Shelf Res* 22:779–790
- Drago A (2009) Sea level variability and the ‘Milghuba’ seiche oscillations in the northern coast of Malta, Central Mediterranean. *Phys Chem Earth, Parts A/B/C* 34:948–970
- Drago AF, Boxall SR (2002) Use of the wavelet transform on hydro-meteorological data. *Phys Chem Earth, Parts A/B/C* 27:1387–1399. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00076-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00076-1)
- Eaton JW (2012) GNU Octave and reproducible research. *J Process Control* 22:1433–1438
- Ezer T, Corlett WB (2012) Is sea level rise accelerating in the Chesapeake Bay? A demonstration of a novel new approach for analyzing sea level data. *Geophys Res Lett* 39:. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2012GL053435>
- Faltinsen O (1993) *Sea loads on ships and offshore structures*. Cambridge university press
- Feng X, Olabarrieta M, Valle-Levinson A (2016) Storm-induced semidiurnal perturbations to surges on the US Eastern Seaboard. *Cont Shelf Res* 114:54–71
- Flandrin P, Rilling G, Gonçalves P (2004) Empirical mode decomposition as a filter bank. *IEEE Signal Process Lett* 11:112–114. <https://doi.org/10.1109/LSP.2003.821662>
- Fu L-L, Pihos G (1994) Determining the response of sea level to atmospheric pressure forcing using TOPEX/POSEIDON data. *J Geophys Res Ocean* 99:24633–24642. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/94JC01647>
- Gaillot P (2000) *Ondelettes continues en Sciences de la Terre-méthodes et applications*
- Gao J, Ji C, Gaidai O, Liu Y (2016) Numerical study of infragravity waves amplification during harbor resonance. *Ocean Eng* 116:90–100. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2016.02.032>
- Garrett WD (1967) Damping of capillary waves at the air-sea interface by oceanic surface-active material. *Deep Res* 14:221–227
- Gausson H, Bagnouls F (1952) L’indice xérothermique. *Bull Assoc Geogr Fr* 10–16
- Gbedo YG (2018) *Les techniques Monte Carlo par chaînes de Markov appliquées à la détermination des distributions de partons*

- Geist EL (1998) Local Tsunamis and Earthquake Source Parameters. In: Dmowska R, Saltzman BBT-A in G (eds) *Tsunamigenic Earthquakes and Their Consequences*. Elsevier, pp 117–209
- Gharineiat Z, Deng X (2020) Spectral analysis of satellite altimeter and tide gauge data around the Northern Australian Coast. *Remote Sens* 12:161
- Giese GS, Chapman DC (1993) Coastal seiches. *Oceanus* 36:38–46
- Giese GS, Chapman DC, Black PG, Fornshell JA (1990) Causation of large-amplitude coastal seiches on the Caribbean coast of Puerto Rico. *J Phys Oceanogr* 20:1449–1458
- Giese GS, Hollander RB (1987) The relationship between coastal seiches at Palawan Island and tide-generated internal waves in the Sulu Sea. *J Geophys Res Ocean* 92:5151–5156
- Glandeaud L (1932) *Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger*. Imprimerie de l'Académie et des Facultés Y. Cadoret
- Glangeaud L, Aymé AF, Caire AJH (1952) *Histoire géologique de la province d'Alger*
- González-Marco D, Sierra JP, Fernández de Ybarra O, Sánchez-Arcilla A (2008) Implications of long waves in harbor management: The Gijón port case study. *Ocean Coast Manag* 51:180–201. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2007.04.001>
- Gourlay MR (2011) *Waves and wave-driven currents*
- Graps A (1995) An introduction to wavelets. *IEEE Comput Sci Eng* 2:50–61
- Guilcher A (1979) *Précis d'hydrologie marine et continentale* Edition
- Harbi A, Maouche S, Ousadou F, et al (2007a) Macroseismic study of the Zemmouri earthquake of 21 May 2003 (Mw 6.8, Algeria). *Earthq spectra* 23:315–332
- Harbi A, Maouche S, Vaccari F, et al (2007b) Seismicity, seismic input and site effects in the Sahel—Algiers region (North Algeria). *Soil Dyn Earthq Eng* 27:427–447
- Harbi A, Meghraoui M, Maouche S (2011) The Djidjelli (Algeria) earthquakes of 21 and 22 August 1856 (IO VIII, IX) and related tsunami effects Revisited. *J Seismol* 15:105–129. <https://doi.org/10.1007/s10950-010-9212-9>
- Hemdane Y, Bouhamadouche M, Atroune F, Meghraoui M (2017) Very low cost high frequency tide

gauge: The Rotary Tide Gauge - Tsunamis, meteotsunamis / seiches, harbor oscillations, waves/swell and tide observations. In: Final meeting 6th – 8 the April 2017 – Mallorca, Balears. Assessment, Strategy and Risk Reduction for Tsunamis in Europe. Mallorca, Balears

Hemdane Y, Bouhmadouche M, Hamadache B, Aounallah M (2019a) New Experimental Low Cost Technique of Sea-Level Monitoring: Toward a Sea-Level Monitoring for All. 149–151. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01599-2_35

Hemdane Y, Zerrouki C, Hamadache B, Bouhmadouche M (2019b) Proposition d'une nouvelle échelle de marée circulaire sèche *. Journée REFMAR 2019 3:19–20

Henry RF, Murty TS (1995) Tsunami amplification due to resonance in Alberni Inlet: Normal modes. In: Tsunami: Progress in prediction, disaster prevention and warning. Springer, pp 117–128

Holthuijsen LH (2010) Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge university press

Honda K, Terada T, Yoshida Y, Isitani D (1908) Secondary undulations of oceanic tides. J Coll Sci Imp Univ Tokyo, Japan= 東京帝國大學紀要 理科 1–113

Huang NE, Shen SSP (2014) Hilbert-Huang transform and its applications, 2nd ed. Singapore : World Scientific, Singapore

Huang NE, Shen Z, Long SR, et al (1998) The empirical mode decomposition and the Hubert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. Proc R Soc A Math Phys Eng Sci 454:903–995. <https://doi.org/10.1098/rspa.1998.0193>

Hussin SFB, Birasamy G a/p, Hamid ZB (2016) Design of Butterworth Band-Pass Filter. Politek Kolej Komuniti J Eng Technol 1:32–46

Hutchinson GE (1975) A treatise on limnology

Jansa A, Monserrat S, Gomis D (2007) The rissaga of 15 June 2006 in Ciutadella (Menorca), a meteorological tsunami. Adv Geosci 12:1–4

Kofoed-Hansen H, Kerper DR, Sørensen OR, Kirkegaard J (2005) Simulation of long wave agitation in ports and harbours using a time-domain Boussinesq model. In: Proceedings of the fifth international symposium on ocean wave measurement and analysis (WAVES), Madrid, Spain

Korgen BJ (1995) Seiches: transient standing-wave oscillations in water bodies can create hazards to navigation and unexpected changes in water conditions. Am Sci 83:330–342

- Kumar P, Zhang H, Kim KI (2014) Spectral density analysis for wave characteristics in Pohang New Harbor. *Pure Appl Geophys* 171:1169–1185
- Lacombe H (1959) Cours de dynamique des mers:(circulation générale houles et vagues). Service central hydrographique, École d'application
- Laszuk D (2014) Python implementation of empirical mode decomposition algorithm
- Laszuk D (2021) PyEMD Documentation
- Leclaire L (1972) La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algéro-baléares (précontinent algérien), Editions d. Éditions du Muséum, Paris
- Mackay EBL (2012) 8.03 - Resource Assessment for Wave Energy. In: Sayigh ABT-CRE (ed). Elsevier, Oxford, pp 11–77
- Malartre F, Ferry S, Rubino J-L (1998) Interactions climat-eustatisme-tectonique. Les enseignements et perspectives du Crétacé supérieur (Cénomaniens-Coniaciens). *Geodin Acta* 11:253–270. <https://doi.org/10.1080/09853111.1998.11105324>
- Maouche S, Harbi A, Meghraoui M (2008) Attenuation of intensity for the Zemmouri earthquake of 21 May 2003 (Mw 6.8): insights for the seismic hazard and historical earthquake sources in northern Algeria. In: *Historical seismology*. Springer, pp 327–350
- Maouche S, Morhange C, Meghraoui M (2009) Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Mar Geol* 262:96–104. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.013>
- Masina M, Archetti R, Lamberti A (2020) 21 May 2003 Boumerdès Earthquake: Numerical Investigations of the Rupture Mechanism Effects on the Induced Tsunami and Its Impact in Harbors. *J. Mar. Sci. Eng.* 8
- McGarr A (1965) Excitation of seiches in channels by seismic waves. *J Geophys Res* 70:847–854
- Medvedev I, Kulikov E (2019) Low-Frequency Baltic Sea Level Spectrum . *Front. Earth Sci.* 7:284
- Meghraoui M, Maouche S, Chemaï B, et al (2004) Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003. *Geophys Res Lett* 31:. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2004GL020466>

- Mei CC (1989) The applied dynamics of ocean surface waves. World scientific
- Miche R (1944) Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur constante ou décroissante. Ann Ponts Chaussées, 1944, pp 26-78,(2) 270-292,(3) 369-406
- Miller LP, Neumeier U (2021) oceanwaves: Ocean Wave Statistics. R package version 0.2.0
- Mokrane A, Ait Messaoud A, Sebai A, Ayadi A (1994) Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publ du Cent Rech en Astron Astrophys Géophysique 277
- Monserrat S, Vilibić I, Rabinovich AB (2006) Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band. Nat hazards earth Syst Sci 6:1035–1051
- Munk WH (1950) Origin and generation of waves—Proceedings first Conference Coastal Engineering. Long Beach, California, United States Am
- Munk WH (1949) Surf beats. EOS, Trans Am Geophys Union 30:849–854
- Murty TS (1977) SEISMIC SEA WAVES. TSUNAMIS.
- Muteau L, André G (2014) Caractérisation des seiches portuaires le long du littoral français. In: 2ème journée Océano-Météo. SHOM, Brest
- Nakano M (1933) Possibility of excitation of secondary undulations in bays by tidal or oceanic currents. Proc Imp Acad 9:152–155
- Needham HF, Keim BD, Sathiaraj D (2015) A review of tropical cyclone-generated storm surges: Global data sources, observations, and impacts. Rev Geophys 53:545–591
- NOAA (2013) National Geophysical Data Center/World Data Service (NGDC/WDS): Global Historical Tsunami Database
- Nomitsu T (1935) A theory of tsunamis and seiches produced by wind and barometric gradient. Mem Coll Sci Imp Univ Kyoto A 18:201–214
- Okiihiro M, Guza RT, Seymour RJ (1993) Excitation of seiche observed in a small harbor. J Geophys Res Ocean 98:18201–18211
- Ostanciaux É (2012) Niveau marin et déformation de la Terre: échelles spatio-temporelles. Université Rennes 1

- Ozsoy O, Haigh ID, Wadey MP, et al (2016) High-frequency sea level variations and implications for coastal flooding: A case study of the Solent, UK. *Cont Shelf Res* 122:1–13. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.021>
- Park J, MacMahan J, Sweet W V, Kotun K (2016) Continuous seiche in bays and harbors. *Ocean Sci Discuss* 12:
- Parker BB (1991) The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions. *Tidal Hydrodyn* 237–268
- Percival DB, Mofjeld HO (1997) Analysis of Subtidal Coastal Sea Level Fluctuations Using Wavelets. *J Am Stat Assoc* 92:868–880. <https://doi.org/10.1080/01621459.1997.10474042>
- Pérez-Gómez B, Manzano F, Alvarez-Fanjul E, et al (2016) Lessons Derived from Two High-Frequency Sea Level Events in the Atlantic: Implications for Coastal Risk Analysis and Tsunami Detection . *Front. Mar. Sci.* 3:206
- Pérez B, Álvarez Fanjul E, Pérez S, et al (2013) Use of tide gauge data in operational oceanography and sea level hazard warning systems. *J Oper Oceanogr* 6:1–18
- Quinn N, Atkinson PM, Wells NC (2012) Modelling of tide and surge elevations in the Solent and surrounding waters: The importance of tide–surge interactions. *Estuar Coast Shelf Sci* 112:162–172
- Rabinovich AB (1993) *Long Ocean Gravity Waves: Trapping, Resonance and Leaking*. Gidrometeoizdat, St Petersburg
- Rabinovich AB (2009) Seiches and harbor oscillations. *Handb Coast Ocean Eng Expand Ed* 1–2:193–236. https://doi.org/10.1142/9789812819307_0009
- Rabinovich AB (1997) Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects. *J Geophys Res Ocean* 102:12663–12676. <https://doi.org/10.1029/97JC00479>
- Rabinovich AB, Monserrat S (1996) Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and statistical analysis. *Nat Hazards* 13:55–90
- Rabinovich AB, Monserrat S (1998) Generation of meteorological tsunamis (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands. *Nat hazards* 18:27–55
- Ramade F (2003) *Éléments d'écologie*. Ecol Fondam Ed Dunod, Paris

- Rami A, Nechimi M, Maârouf S, Benkouider T (2016) Tidal Signal Processing by Harmonic Analysis for the Algerian Vertical Reference Determination. ATINER's Conf Pap Ser
- Ramis C, Jansa A (1983) Condiciones meteorológicas simultáneas a la aparición de oscilaciones del nivel del mar de amplitud extraordinaria en el Mediterráneo occidental. *Rev Geofis* 39:35–42
- Reguero BG, Losada IJ, Méndez FJ (2019) A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nat Commun* 10:1–14
- Roberts J, Roberts TD (1978) Use of the Butterworth low-pass filter for oceanographic data. *J Geophys Res Ocean* 83:5510–5514
- Roesch A, Schmidbauer H, Roesch MA (2014) Package 'WaveletComp.' *Compr R Arch Network*2014
- Rosales V, Silva R, Garcia C (2000) COMPARAISON DES CARACTERISTIQUES DE HOULE POUR DE DONNEES THEORIQUES ET MESURES A TUXPAN, MEXIQUE. Université de Caen
- Schäffer HA (1993) Infragravity waves induced by short-wave groups. *J Fluid Mech* 247:551–588
- Šepić J, Vilibić I, Belušić D (2009) Source of the 2007 Ist meteotsunami (Adriatic Sea). *J Geophys Res Ocean* 114:
- Serebryany A, Khimchenko E, Popov O, et al (2020) Internal Waves Study on a Narrow Steep Shelf of the Black Sea Using the Spatial Antenna of Line Temperature Sensors. *J Mar Sci Eng* 8:833
- Serrano MA, Díez-Minguito M, Valle-Levinson A, Ortega-Sánchez M (2021) Non-tidal superinertial internal waves in a short microtidal submarine canyon. *Reg Stud Mar Sci* 44:101784
- Shillington FA (1984) Long period edge waves off southern Africa. *Cont Shelf Res* 3:343–357
- Simon B (2007) La marée océanique côtière. Institut océanographique
- Song H, Kuang C, Gu J, et al (2020) Nonlinear tide-surge-wave interaction at a shallow coast with large scale sequential harbor constructions. *Estuar Coast Shelf Sci* 233:106543
- Sorensen R, Thompson EF, Briggs M, et al (2002) Harbor hydrodynamics. *Coast Eng Man* 1–92
- Speagle JS (2019) A Conceptual Introduction to Markov Chain Monte Carlo Methods

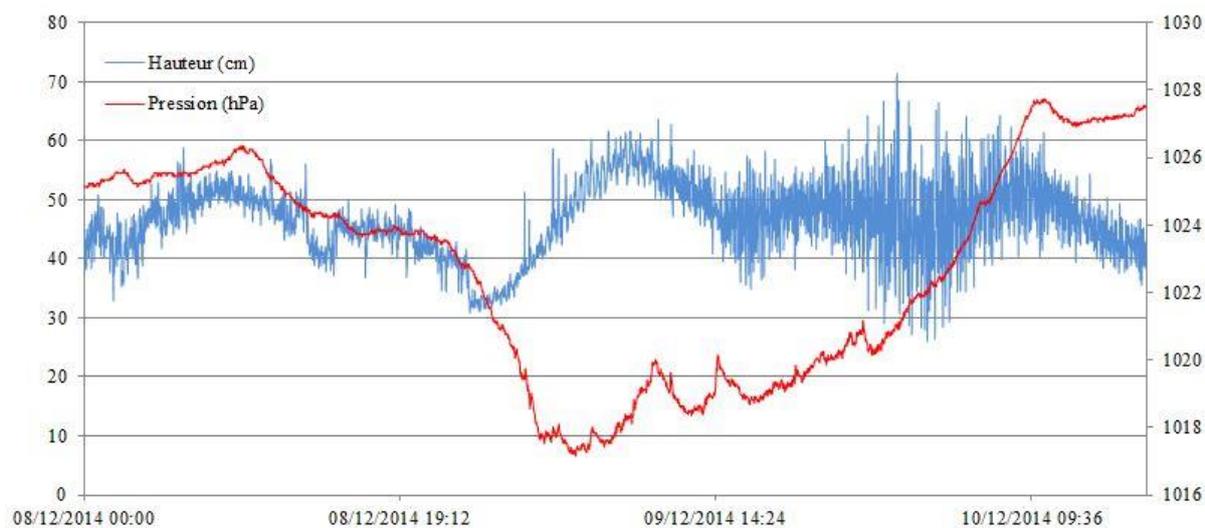
- Stoica P, Moses R (1997) Introduction to spectral analysis. Prentice hall, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ
- Sverdrup HU, Munk WH (1947) Wind, sea and swell: Theory of relations for forecasting. Hydrographic Office
- Tesson M, Gensous B (1998) L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires de marges récentes du bassin Nord-Méditerranéen. *Comptes Rendus l'Académie des Sci - Ser IIA - Earth Planet Sci* 326:121–127. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(97\)87456-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)87456-3)
- Thomas K V, Baba M, Harish CM (1986) Wave groupiness in long-traveled swell. *J Waterw Port, Coastal, Ocean Eng* 112:498–511
- Thompson EF, Hadley LL (1995) Numerical Modeling of Harbor Response to Waves. *J Coast Res* 11:744–753
- Tiki W, Oba G, Tvedt T (2013) An indigenous time-related framework for reconstructing the impact of disasters on ancient water systems in southern Ethiopia, 1560–1950. *J Hist Geogr* 41:33–43
- TRAORE S (2015) Contribution à l'étude de l'échantillonnage non uniforme dans le domaine de la radio intelligente. CentraleSupélec
- Tucker MJ (1950) Surf beats: Sea waves of 1 to 5 min. period. *Proc R Soc London Ser A Math Phys Sci* 202:565–573
- Ursell F, Deacon GER (1950) ON THE THEORETICAL FORM OF OCEAN SWELL. ON A ROTATING EARTH. *Geophys J Int* 6:1–8. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1950.tb02968.x>
- Vaniček P (1969) Approximate spectral analysis by least-squares fit - Successive spectral analysis. *Astrophys Space Sci* 4:387–391. <https://doi.org/10.1007/BF00651344>
- Vilibić I, Šepić J, Rabinovich AB, Monserrat S (2016) Modern Approaches in Meteotsunami Research and Early Warning . *Front. Mar. Sci.* 3:57
- Wang Y, Satake K, Maeda T, et al (2020) A method of real-time tsunami detection using ensemble empirical mode decomposition. *Seismol Soc Am* 91:2851–2861
- Webb DJ (1976) A model of continental-shelf resonances. *Deep Sea Res Oceanogr Abstr* 23:1–15. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90804-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90804-4)

- Welch P (1967) The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Trans audio Electroacoust* 15:70–73
- Whitford DJ (2002) Teaching ocean wave forecasting using computer-generated visualization and animation—Part 1: sea forecasting. *Comput Geosci* 28:537–546
- Wiegel RL (1964) Tsunamis, storm surges, and harbor oscillations. *Oceanogr Eng* 95–127
- Wijeratne EMS, Woodworth PL, Pugh DT (2010) Meteorological and internal wave forcing of seiches along the Sri Lanka coast. *J Geophys Res Ocean* 115:
- Wilson B (1972) Seiches. In: *Advances in hydroscience*. Elsevier, pp 1–94
- Xuan Z, Xie S, Sun Q (2010) The empirical mode decomposition process of non-stationary signals. In: *2010 International Conference on Measuring Technology and Mechatronics Automation*. IEEE, pp 866–869
- Yamazaki Y, Cheung KF (2011) Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake. *Geophys Res Lett* 38:.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011GL047508](https://doi.org/10.1029/2011GL047508)
- Yoshida A, Murakami K, Uchida M, Irie I (2001) Long period water surface oscillations and ship motions in Hosojima Harbor. In: *Coastal Engineering 2000*. pp 3655–3668
- Zerrouki C, Hemdane Y (2021) The study of low-frequency sea-level oscillations: case of Algiers harbor (Algeria). *Arab J Geosci* 14:528. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-06921-x>

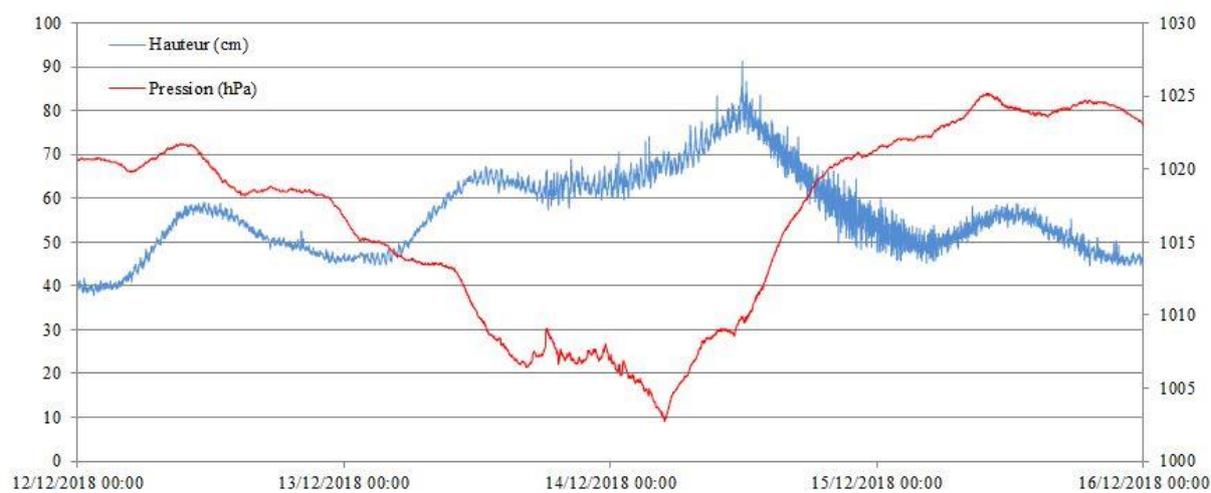
ANNEXES

ANNEXES

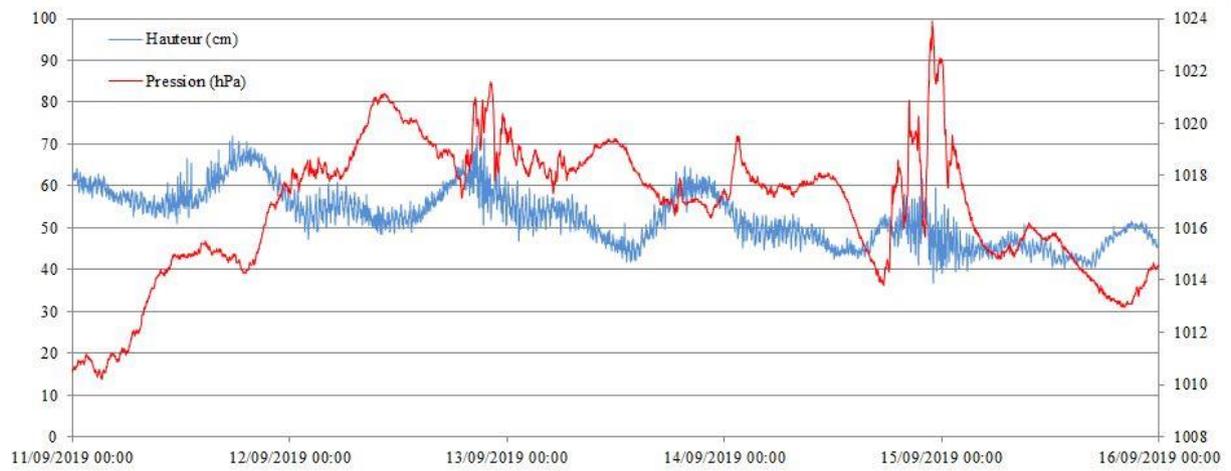
Annexe 1 : Signaux du niveau de la mer à 0.016 Hz



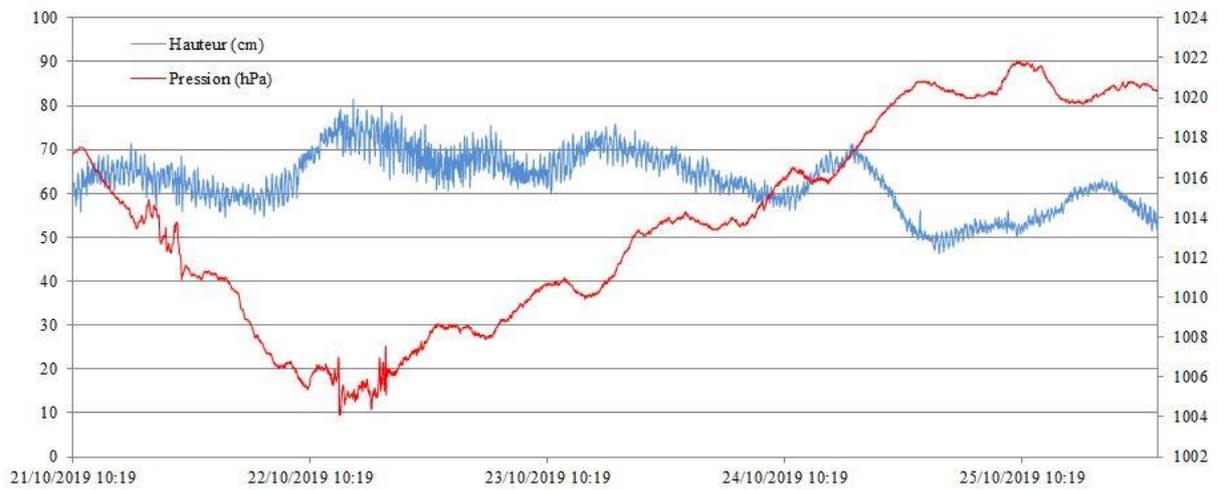
Annexe 1. 1: Signal global à haute fréquence - Décembre 2014



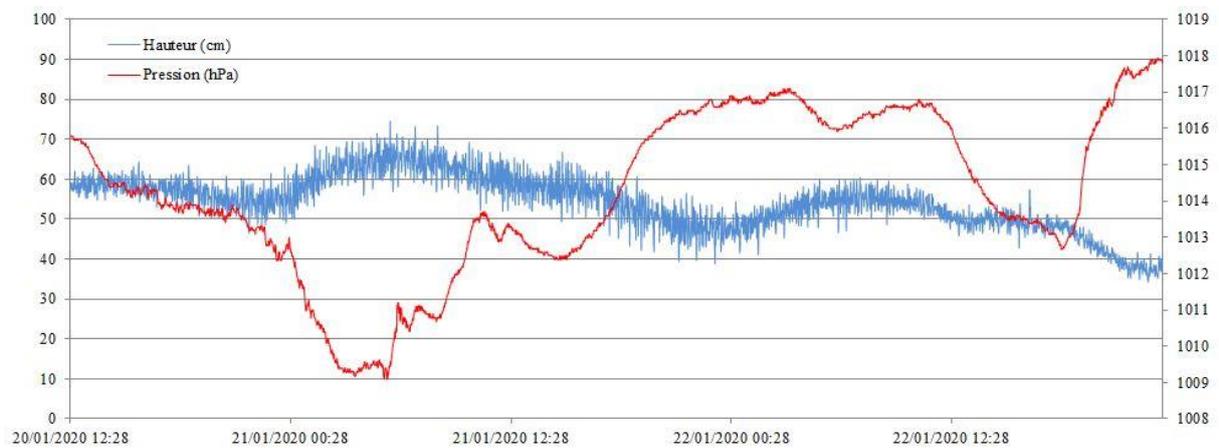
Annexe 1. 2: Signal global à haute fréquence - Décembre 2018



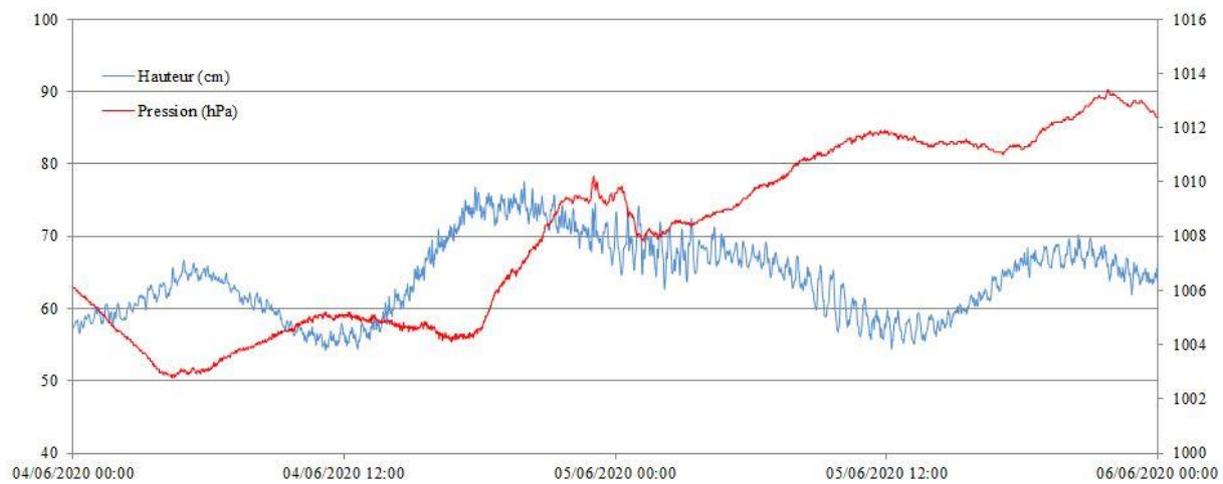
Annexe 1. 3: Signal global à haute fréquence - Septembre 2019



Annexe 1. 4: Signal global à haute fréquence - Octobre 2019

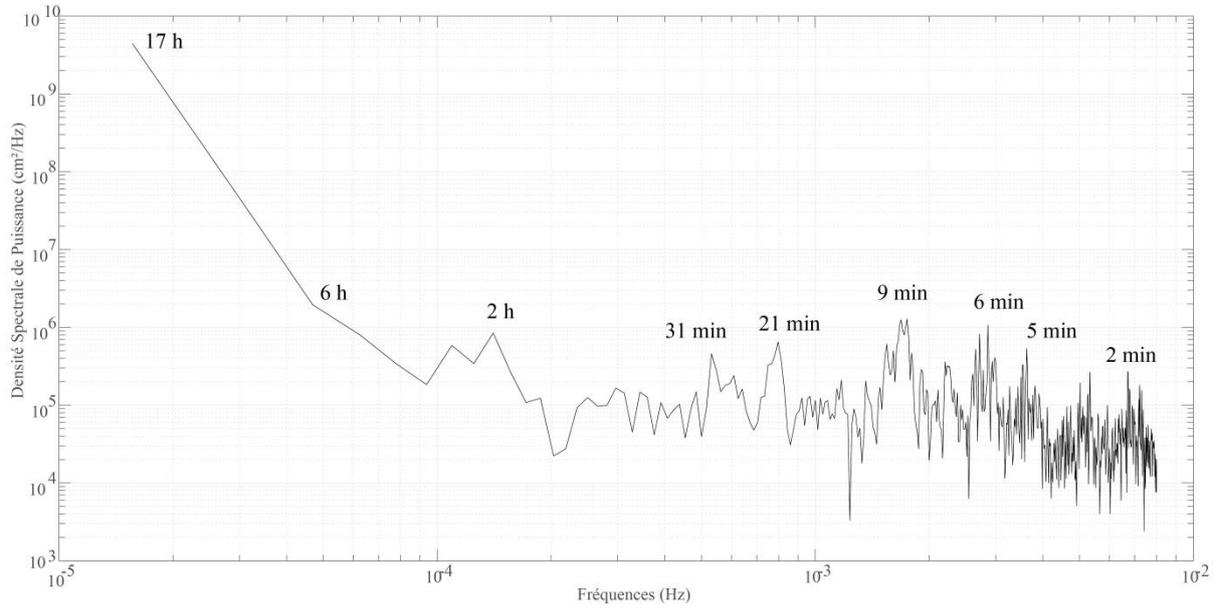


Annexe 1. 5: Signal global à haute fréquence - Janvier 2020

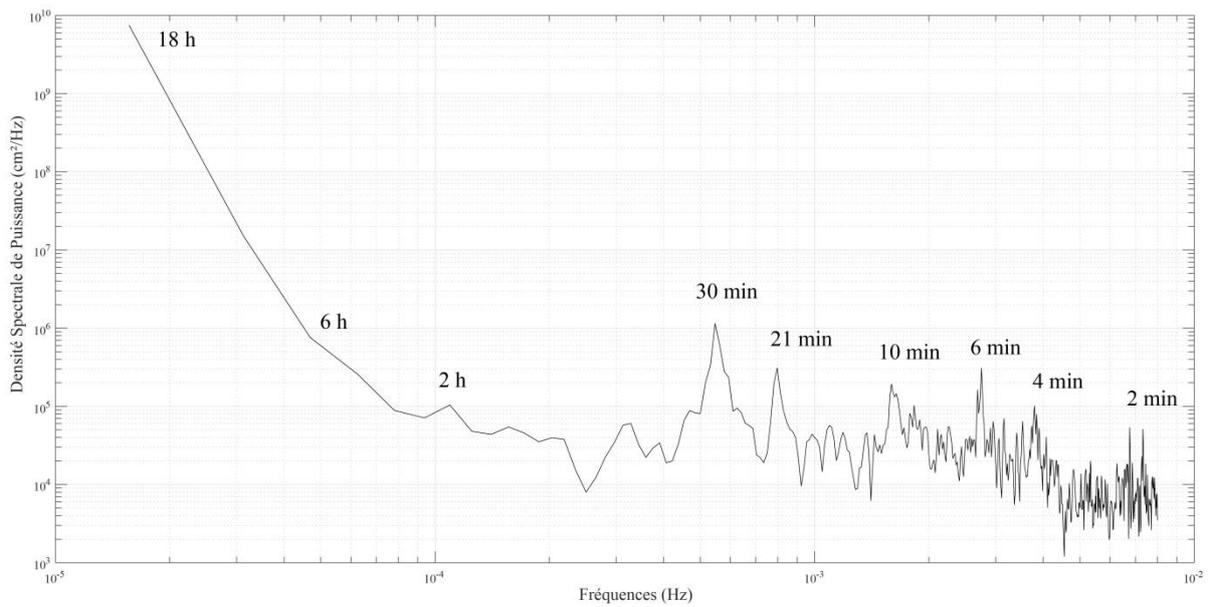


Annexe 1. 6: Signal global à haute fréquence - Juin 2020

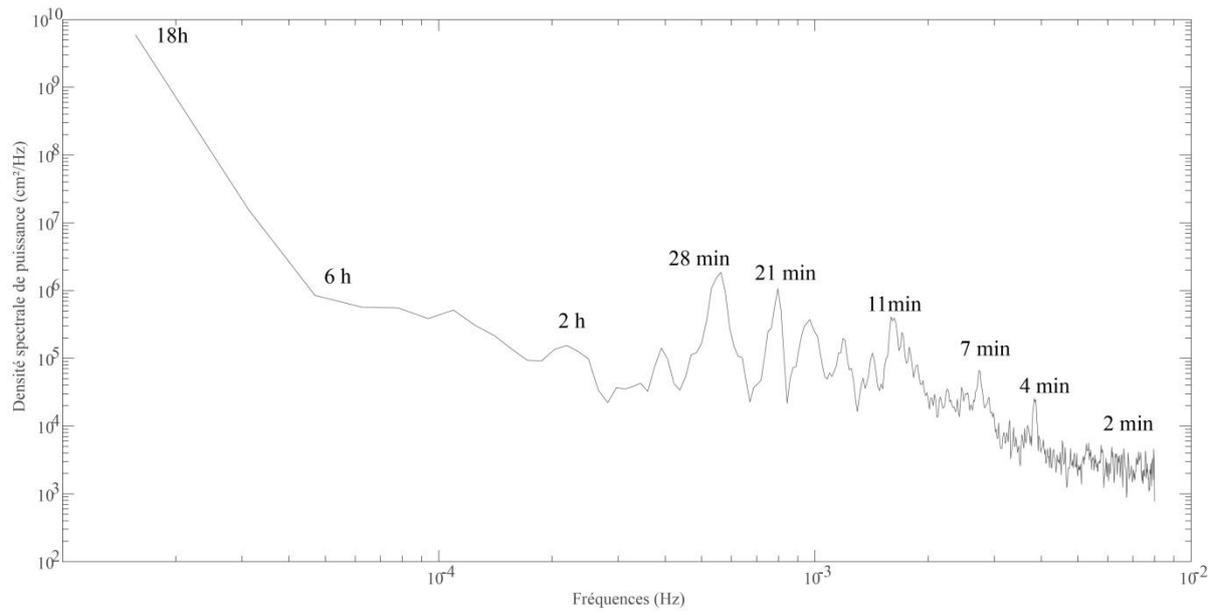
Annexe 2 : Densité spectrale de puissance à 0.016 Hz



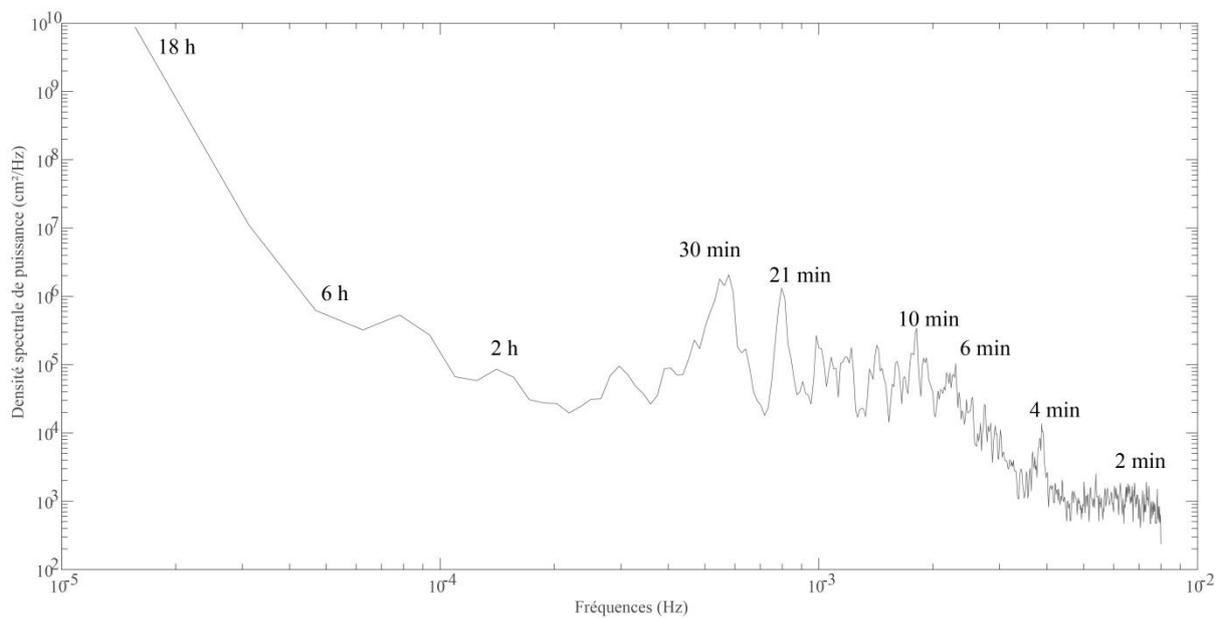
Annexe 2. 1: Densité spectrale de puissance - Décembre 2014



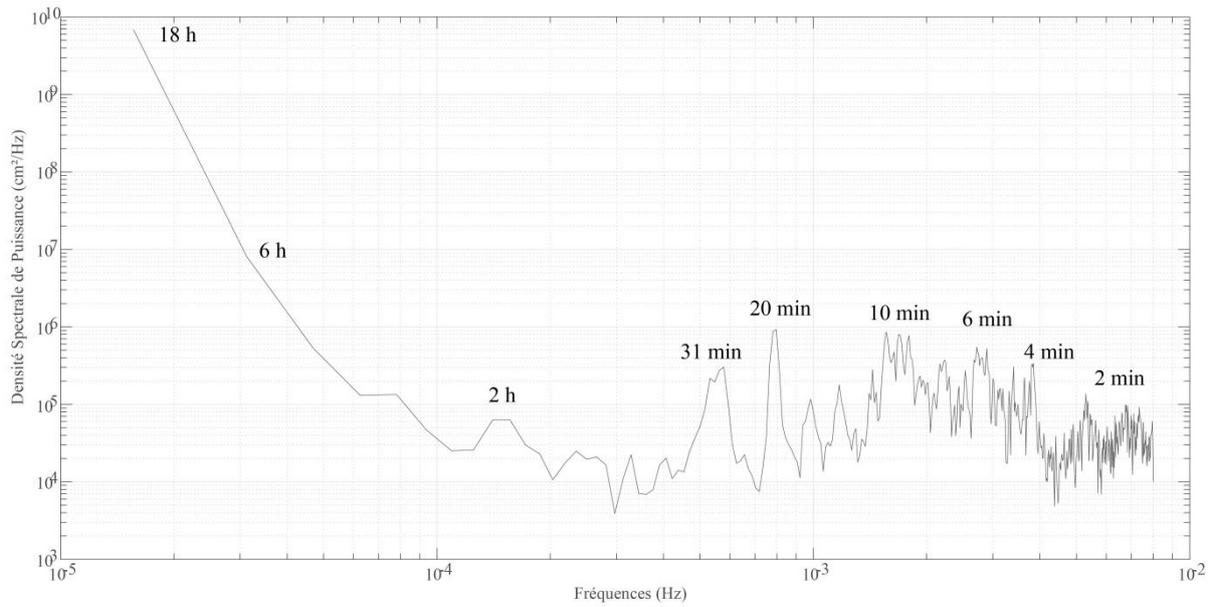
Annexe 2. 2: Densité spectrale de puissance - Décembre 2018



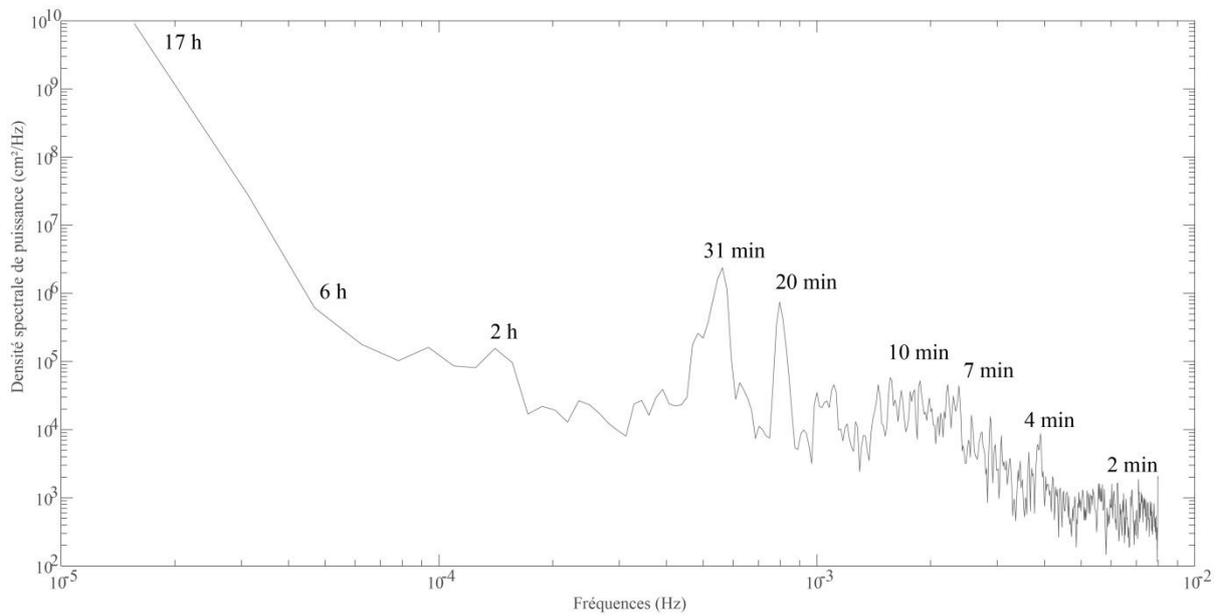
Annexe 2. 3: Densité spectrale de puissance - Septembre 2019



Annexe 2. 4: Densité spectrale de puissance - Octobre 2019

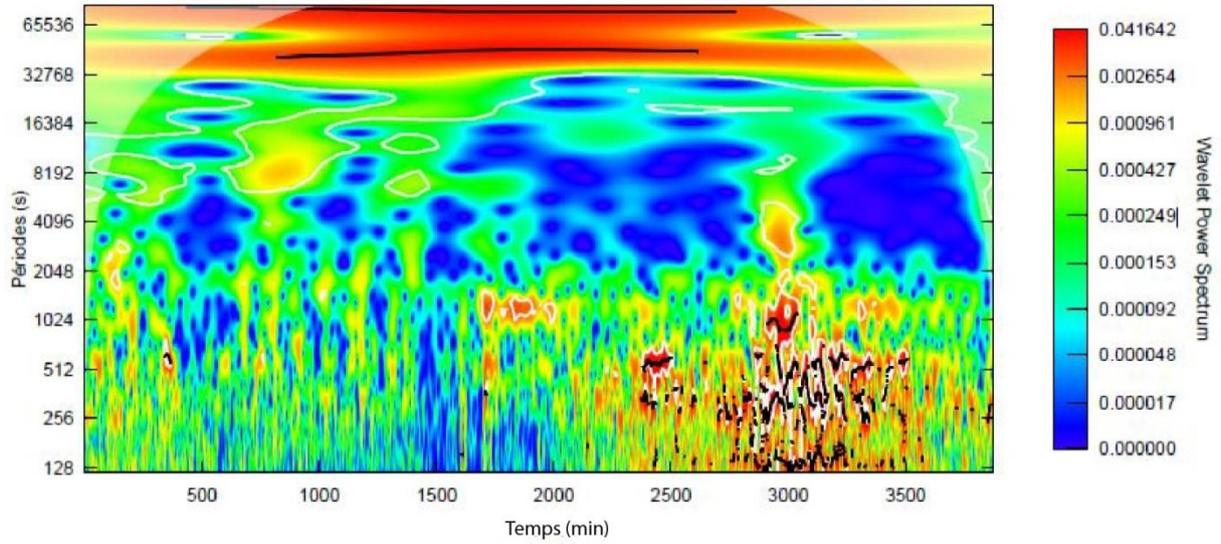


Annexe 2. 5: Densité spectrale de puissance - Janvier 2020

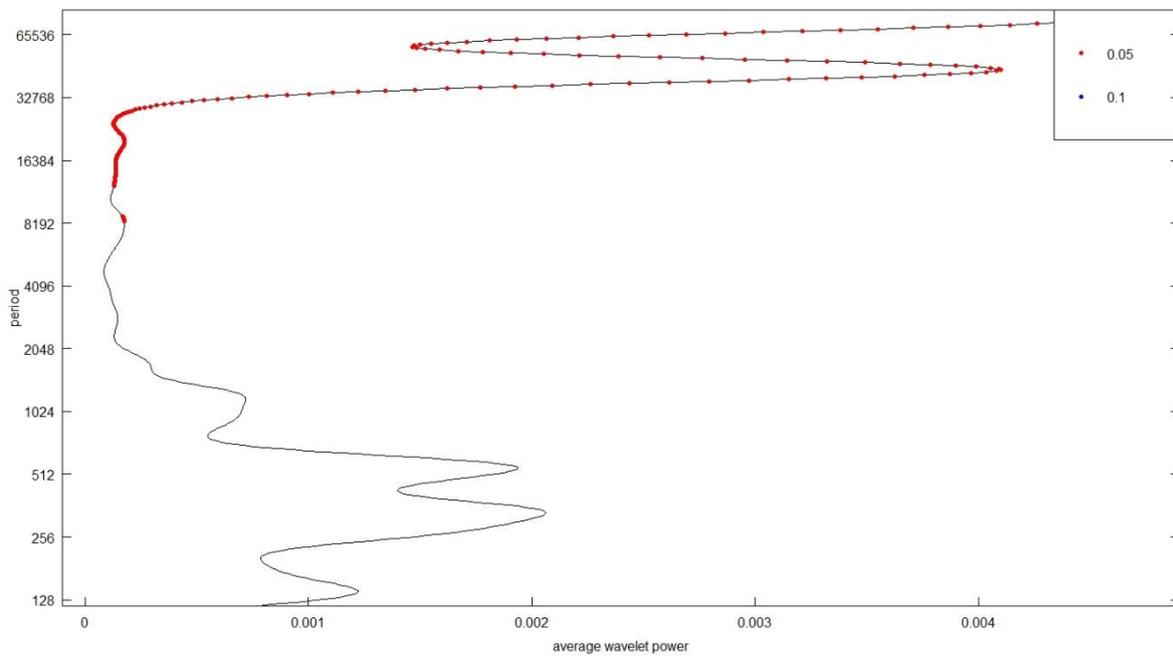


Annexe 2. 6: Densité spectrale de puissance - Juin 2020

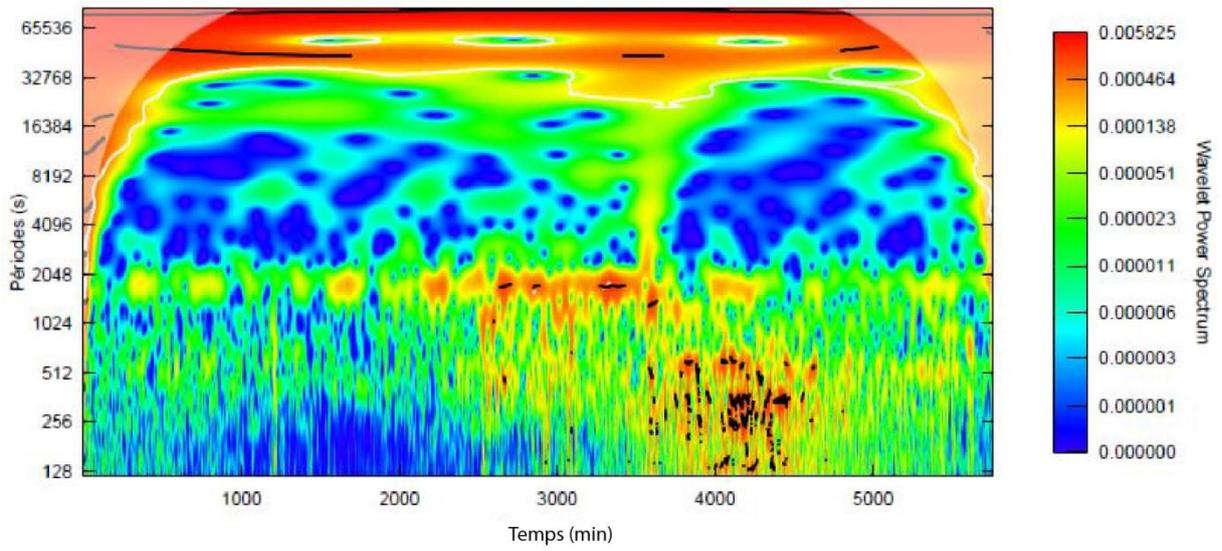
Annexe 3 : Analyse spectrale par ondelettes à 0.016 Hz



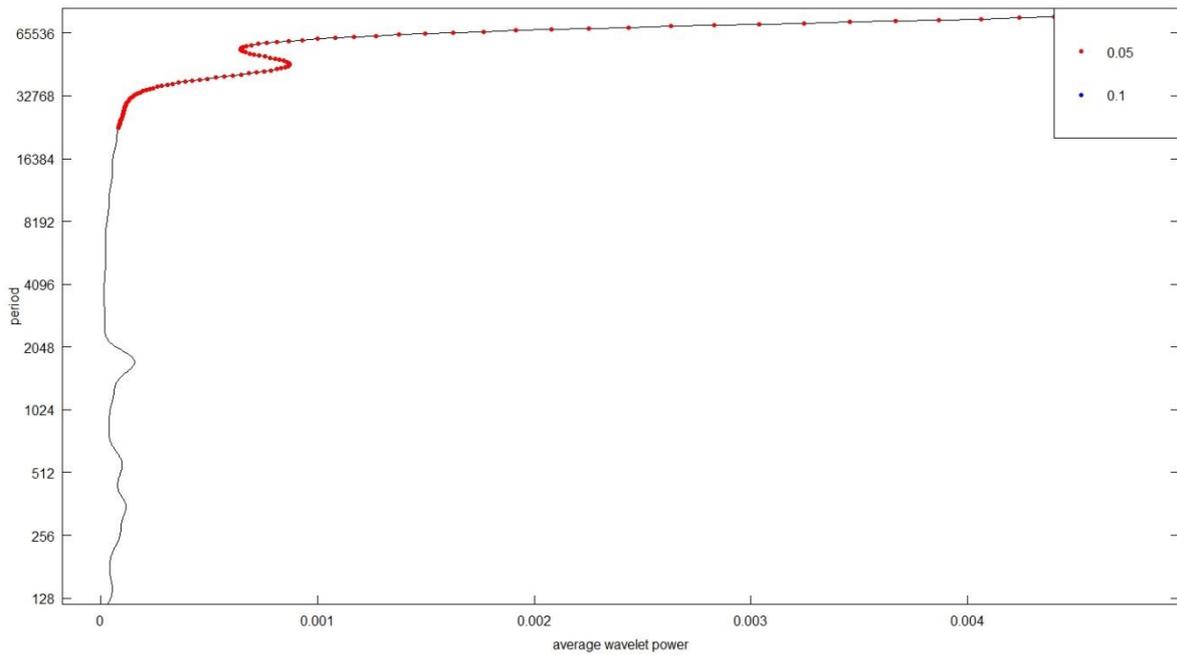
Annexe 3. 1: Analyse par ondelettes - Décembre 2014



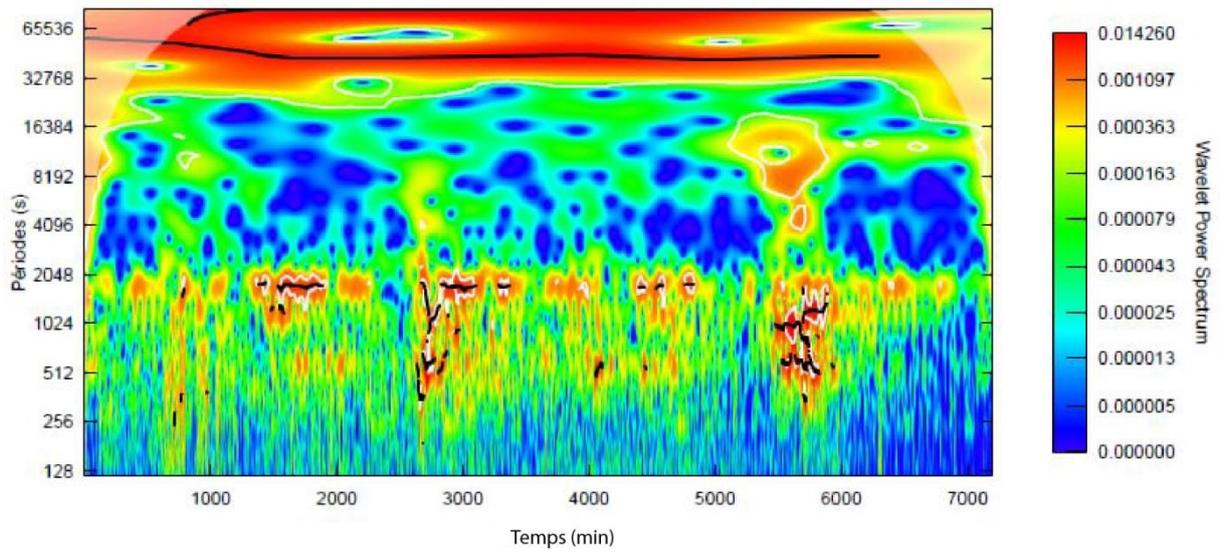
Annexe 3. 2: Spectre des ondelettes - Décembre 2014



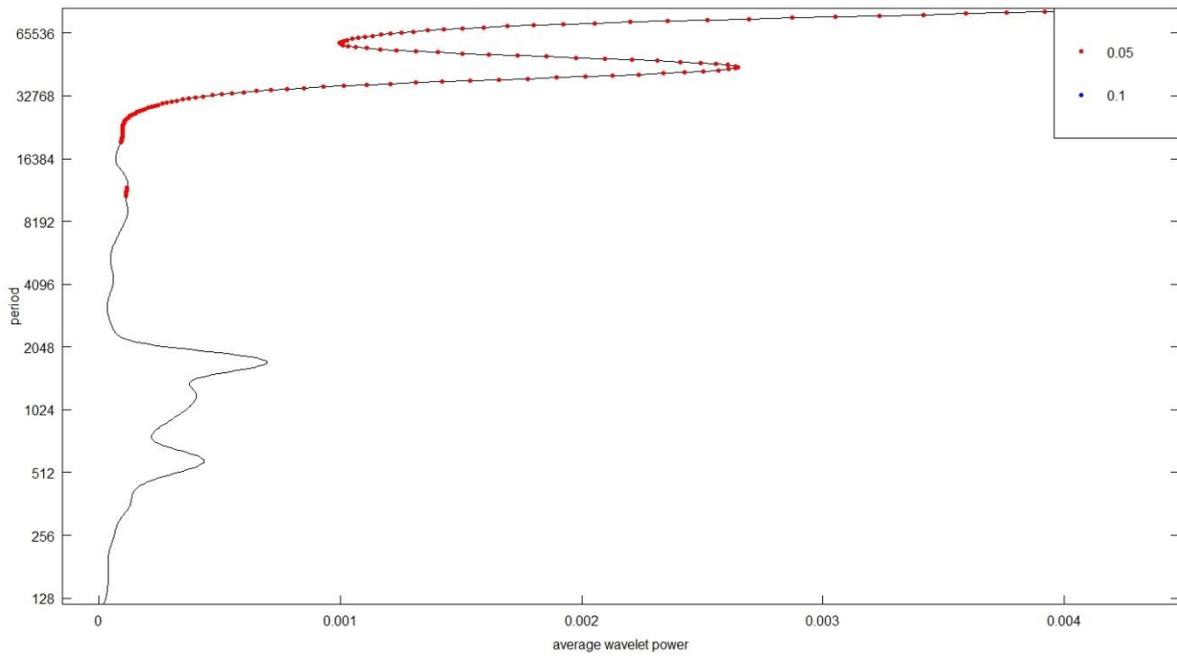
Annexe 3. 3: Analyse par ondelettes - Décembre 2018



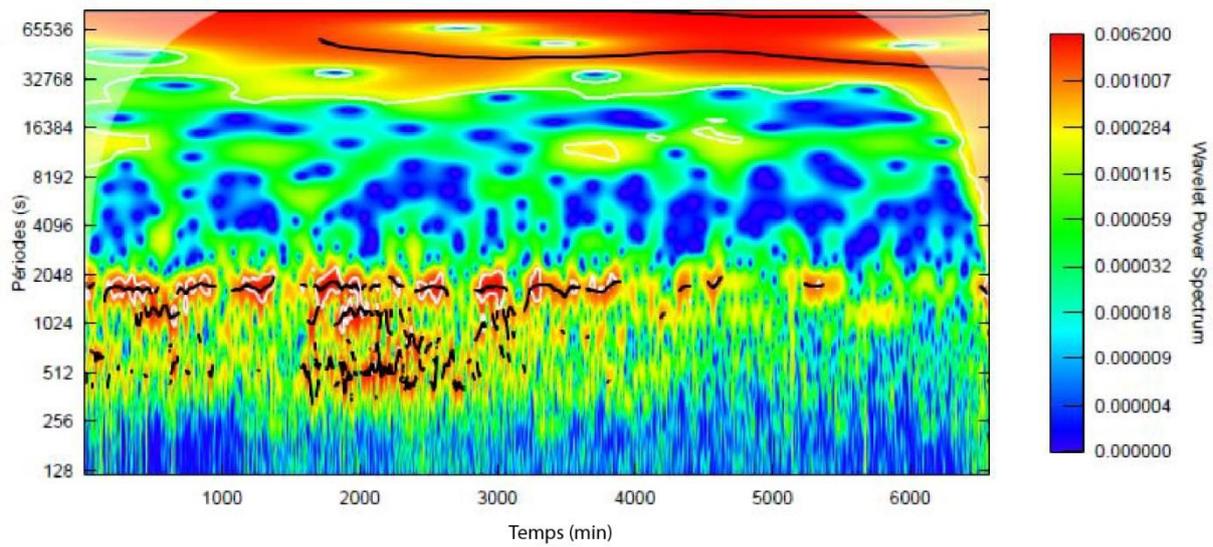
Annexe 3. 4: Spectre des ondelettes - Décembre 2018



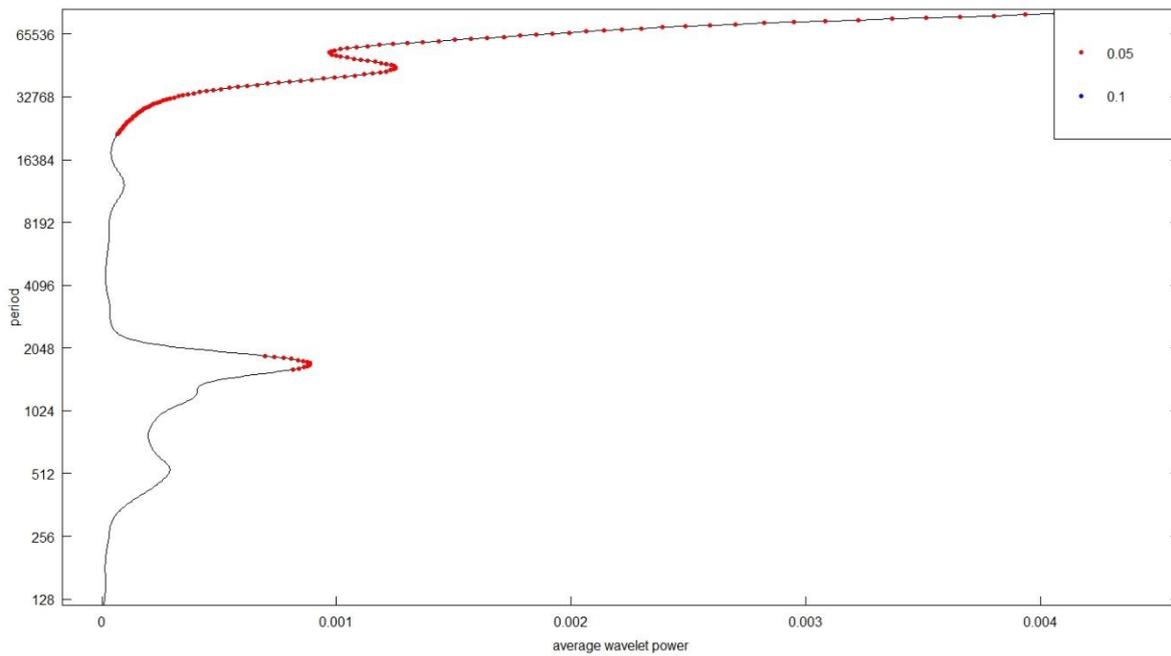
Annexe 3. 5: Analyse par ondelettes - Septembre 2019



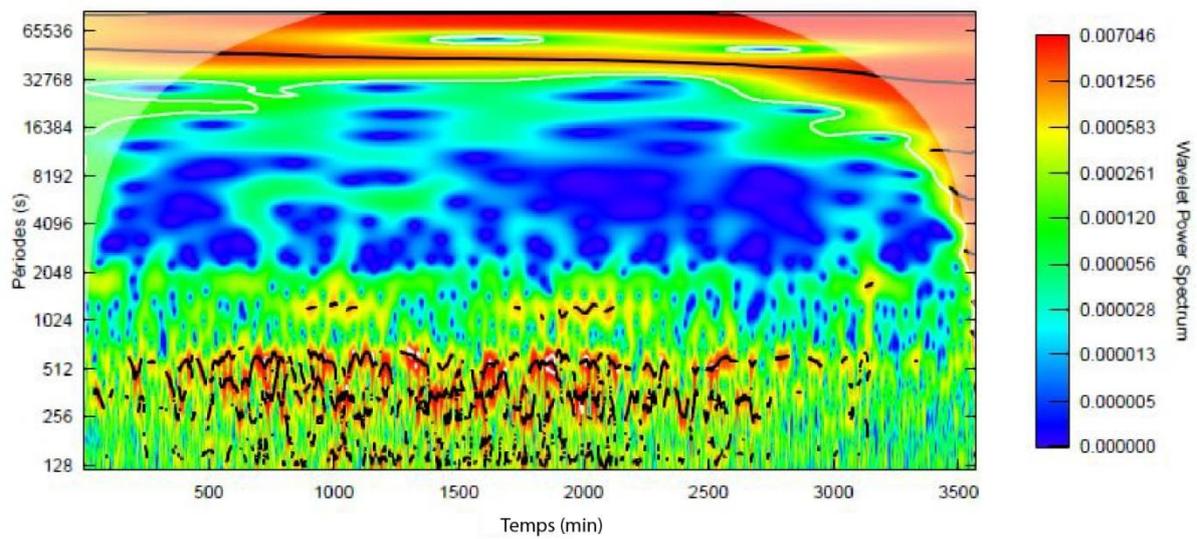
Annexe 3. 6: Spectre des ondelettes - Septembre 2019



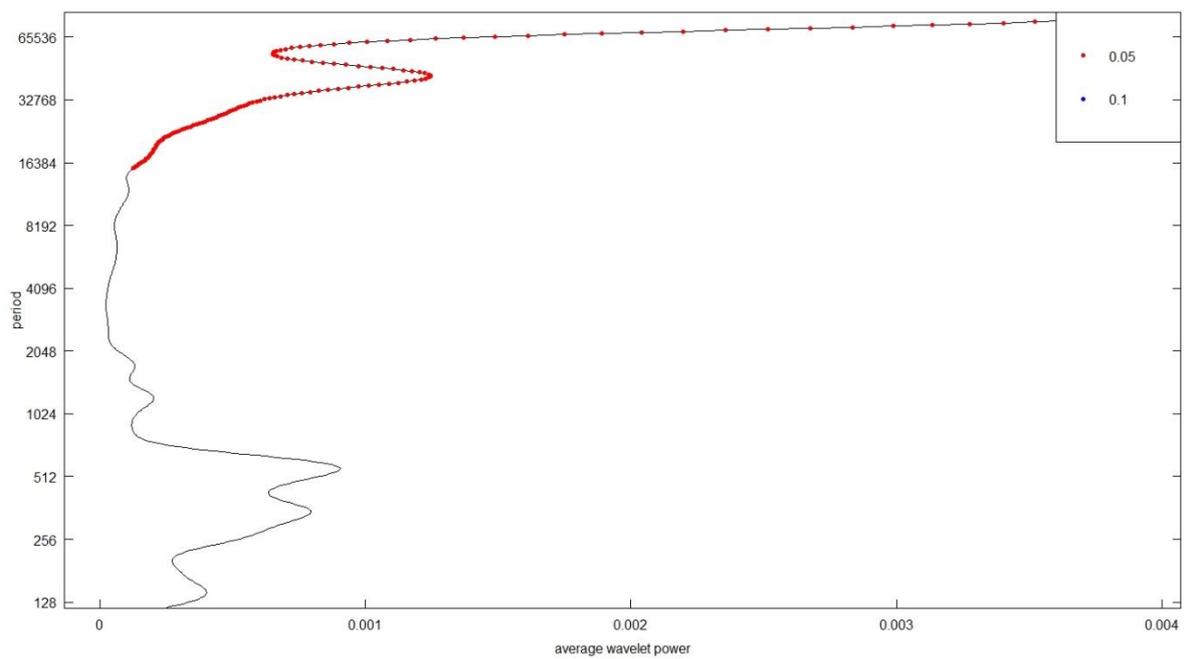
Annexe 3. 7: Analyse par ondelettes - Octobre 2019



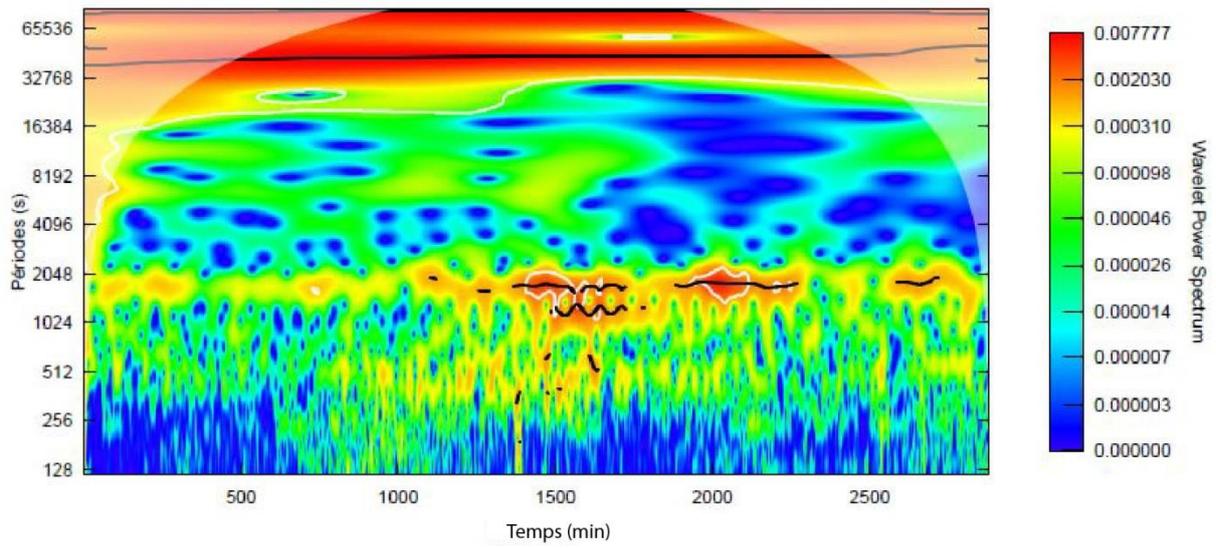
Annexe 3. 8: Spectre des ondelettes - Octobre 2019



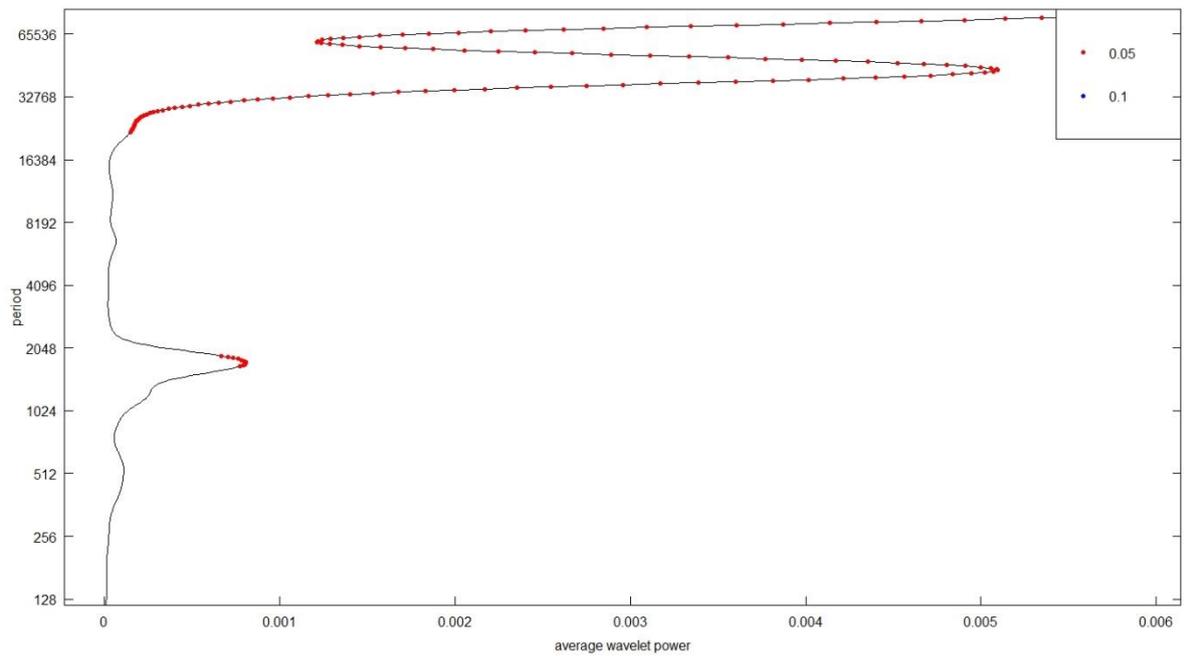
Annexe 3. 9: Analyse par ondelettes - Janvier 2020



Annexe 3. 10: Spectre des ondelettes - Janvier 2020

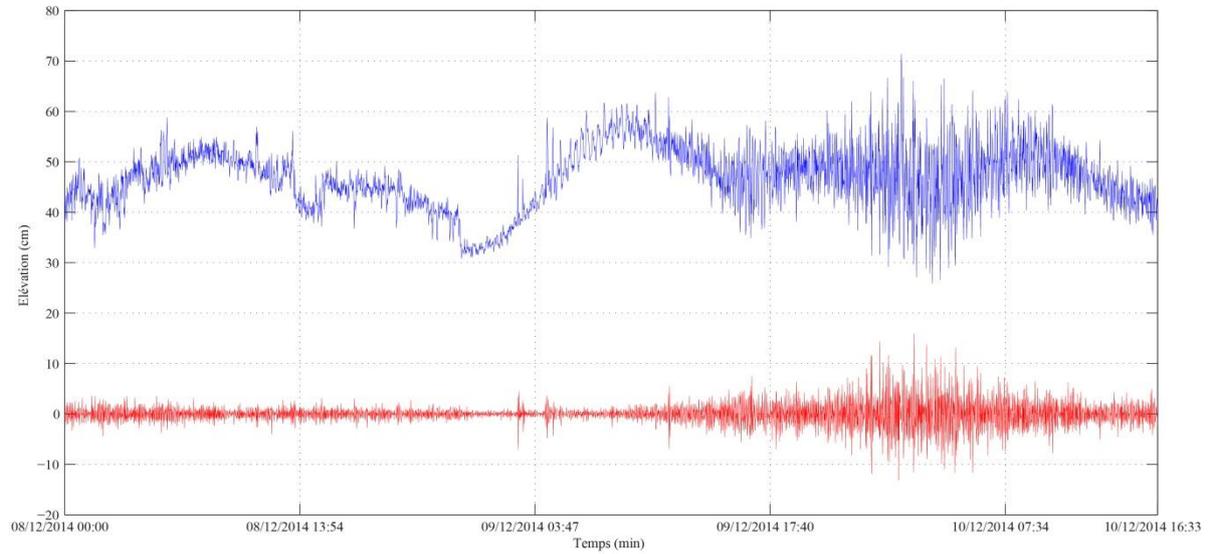


Annexe 3. 11: Analyse par ondelettes - Juin 2020

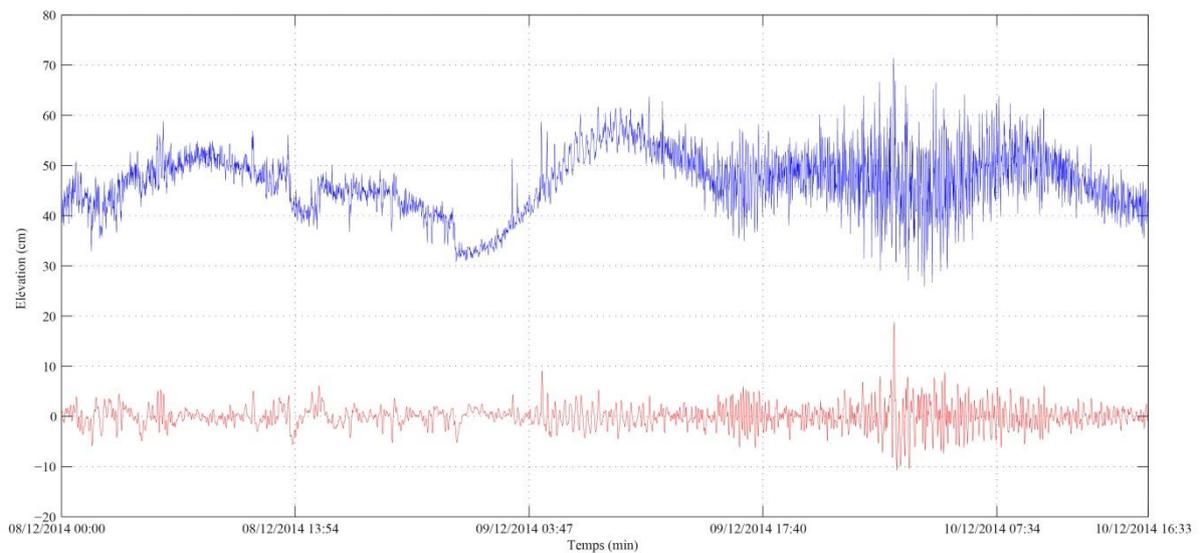


Annexe 3. 12: Spectre des ondelettes - Juin 2020

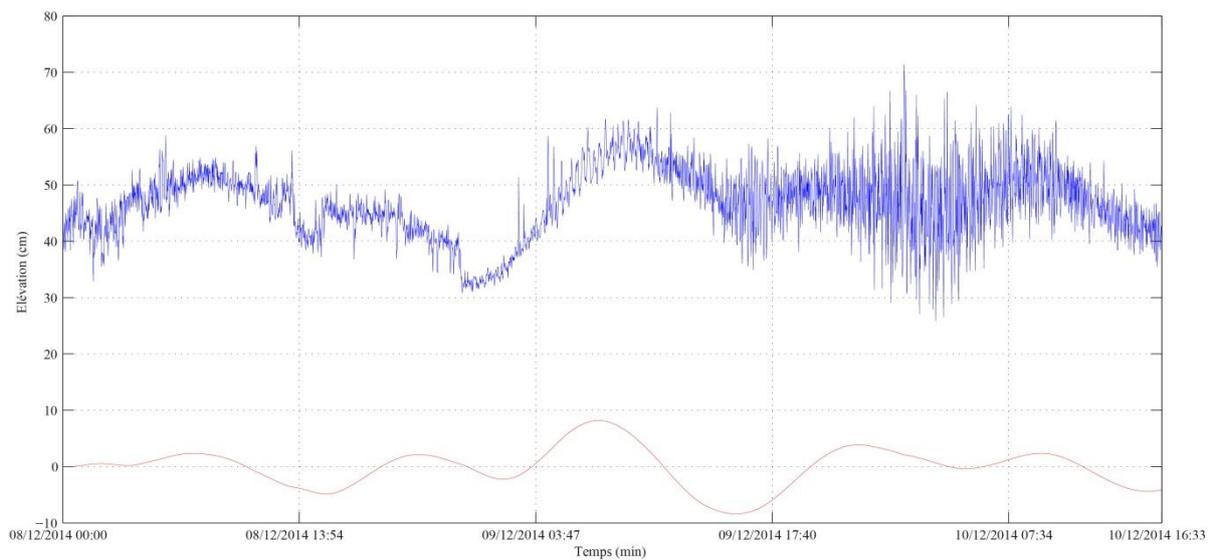
Annexe 4 : Filtres passe-bande de Butterworth à 0.016 Hz



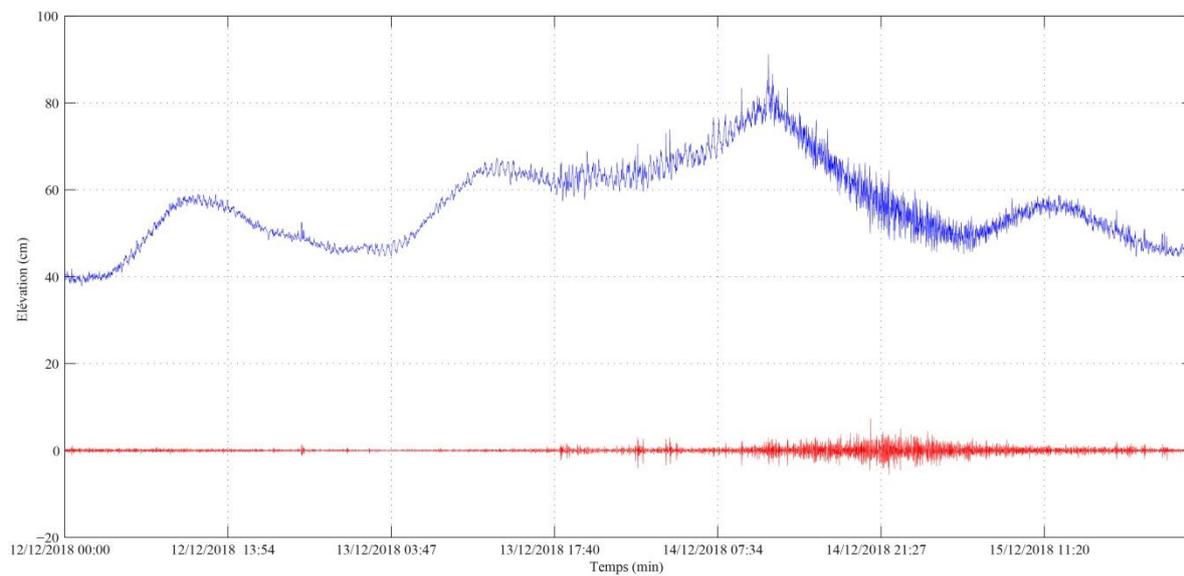
Annexe 4. 1: Filtre Butterworth des infragravités - Décembre 2014



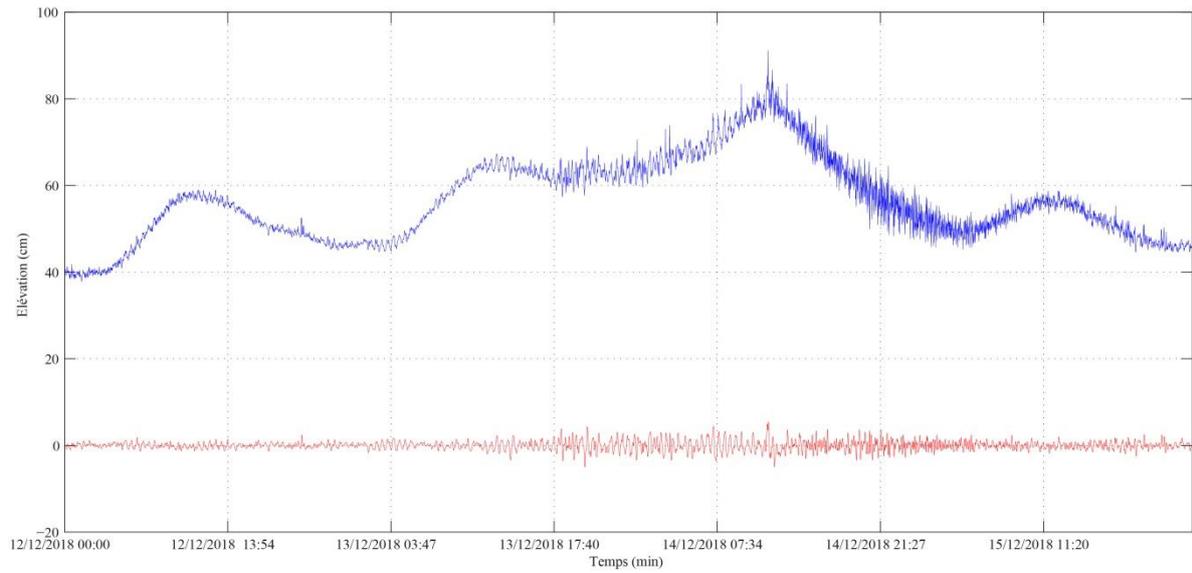
Annexe 4. 2: Filtre Butterworth des seiches et météotsunamis - Décembre 2014



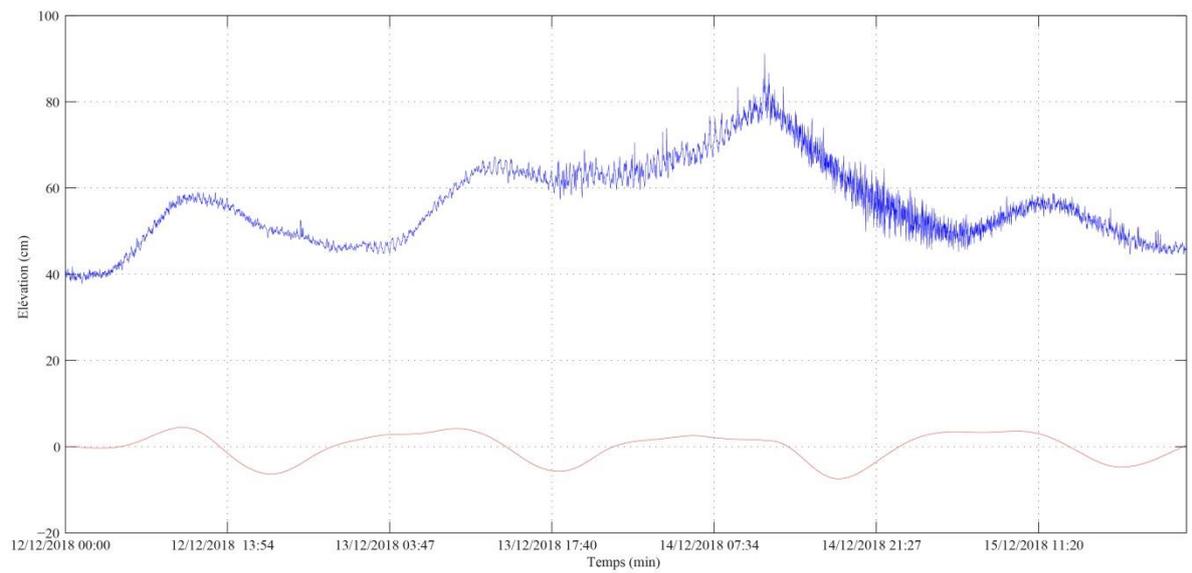
Annexe 4. 3: Filtre Butterworth des marées - Décembre 2014



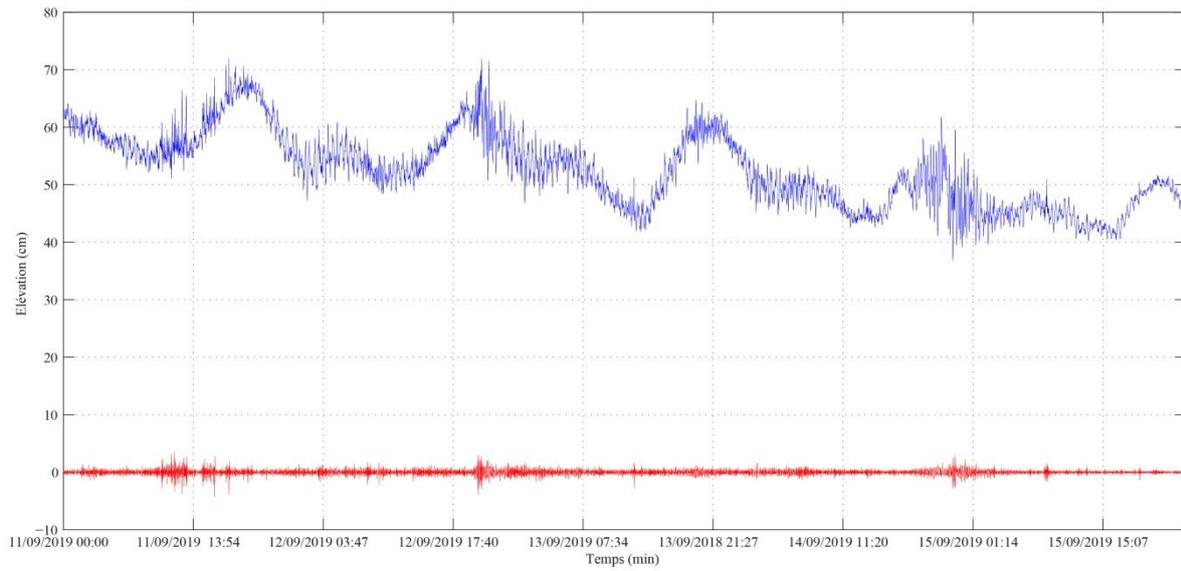
Annexe 4. 4: Filtre Butterworth des infragravités - Décembre 2018



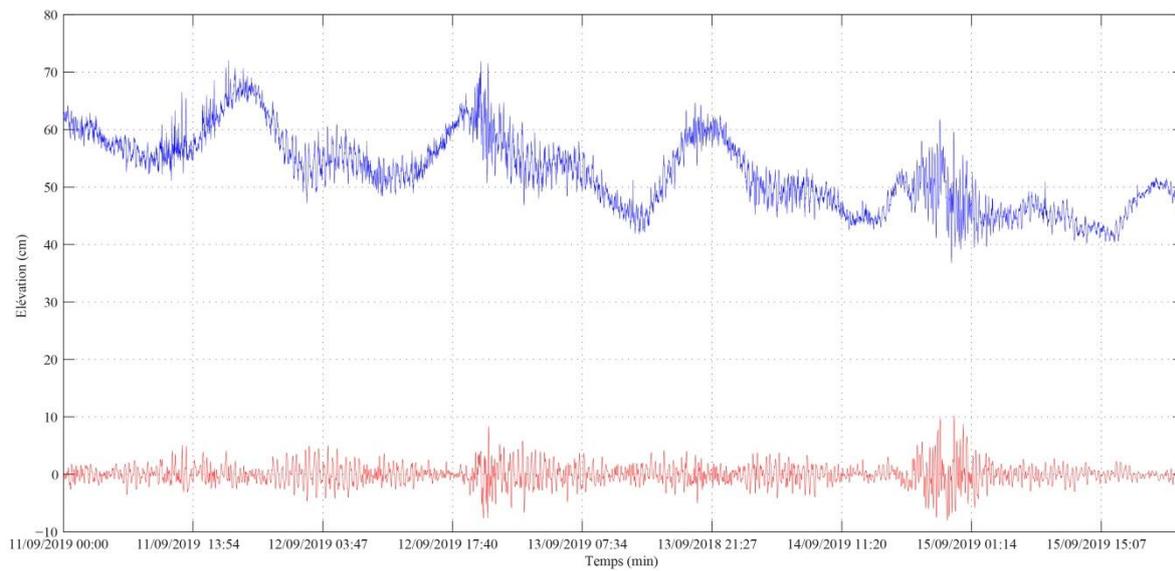
Annexe 4. 5: Filtre Butterworth des seiches et météotsunamis - Décembre 2018



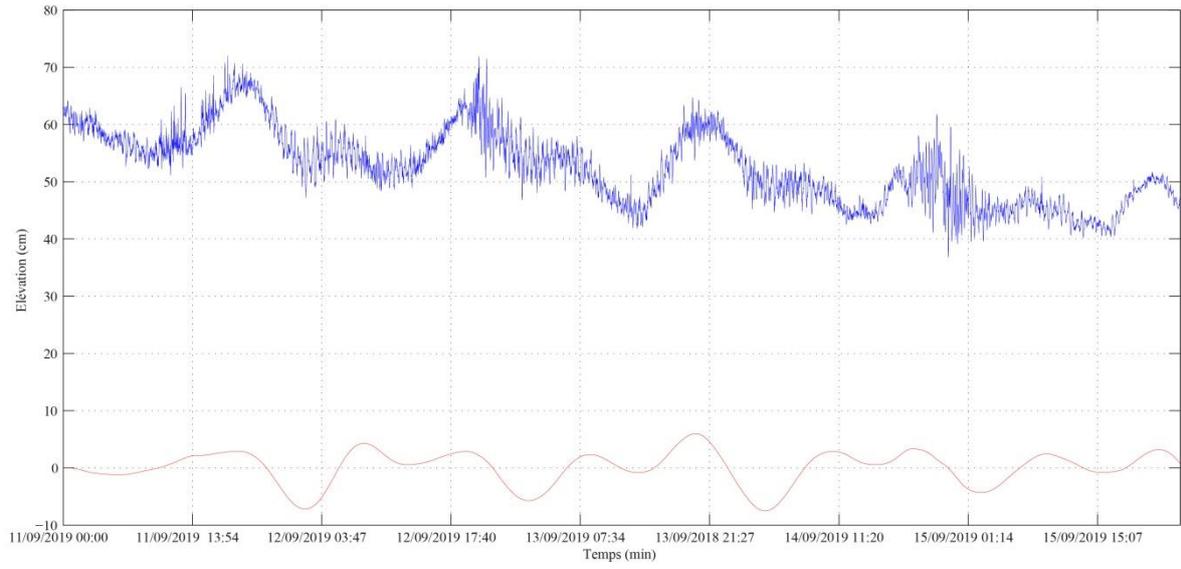
Annexe 4. 6: Filtre Butterworth des marées - Décembre 2018



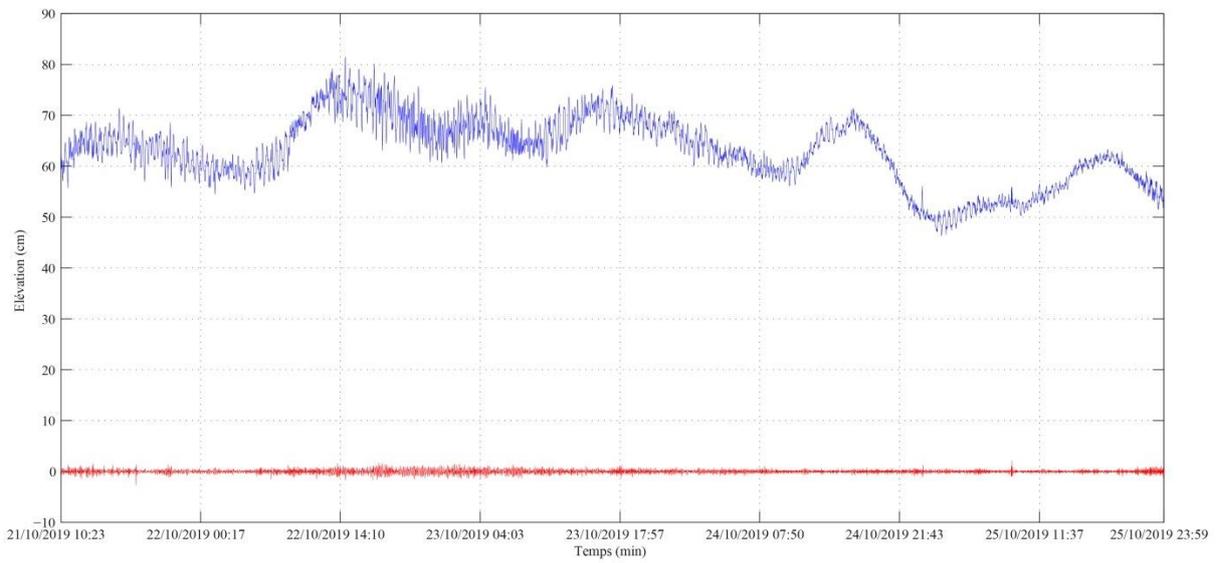
Annexe 4. 7: Filtre Butterworth des infragravités - Septembre 2019



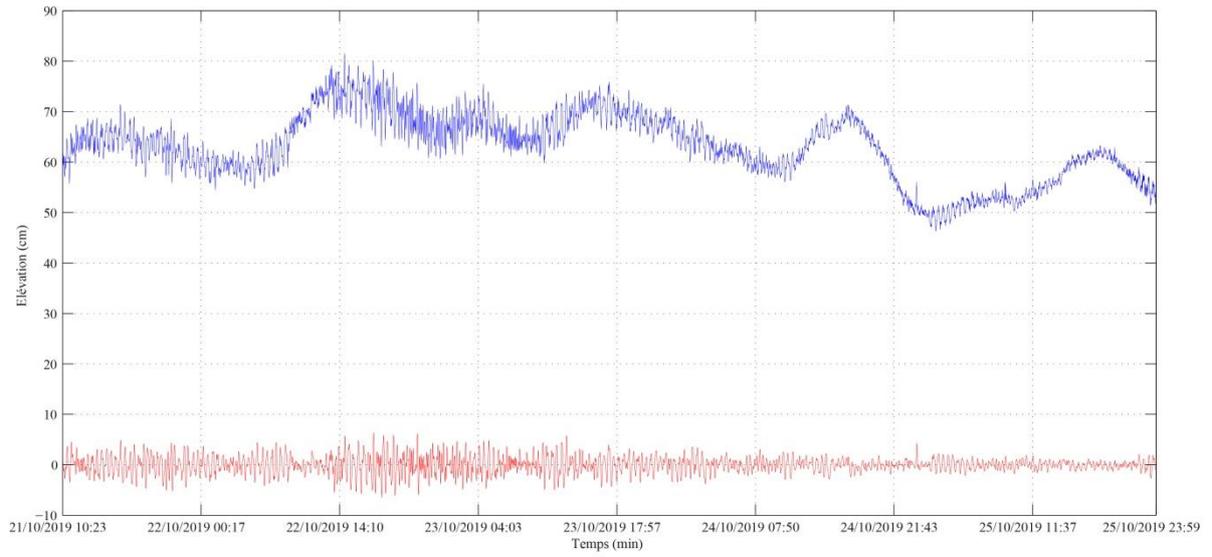
Annexe 4. 8: Filtre Butterworth des seiches et météotsunamis - Septembre 2019



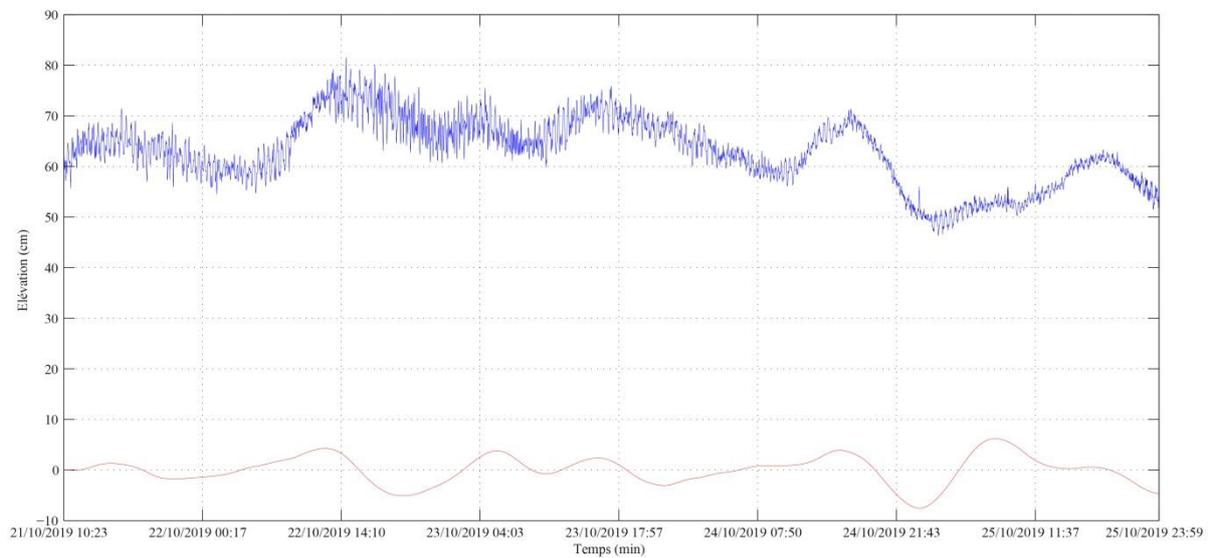
Annexe 4. 9: Filtre Butterworth des marées - Septembre 2019



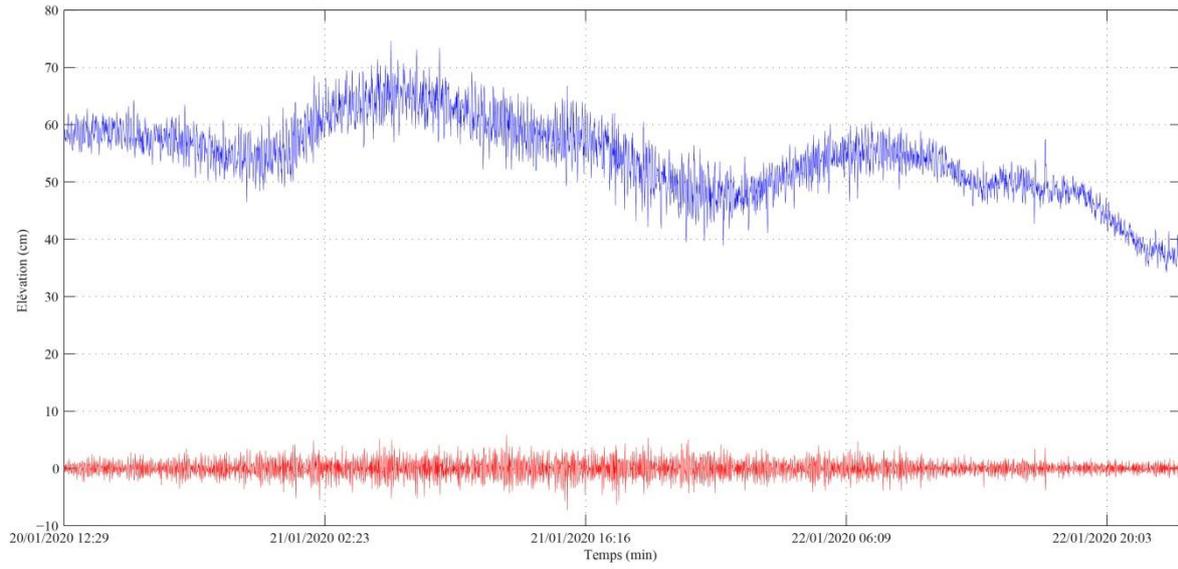
Annexe 4. 10: Filtre Butterworth des infragravités - Octobre 2019



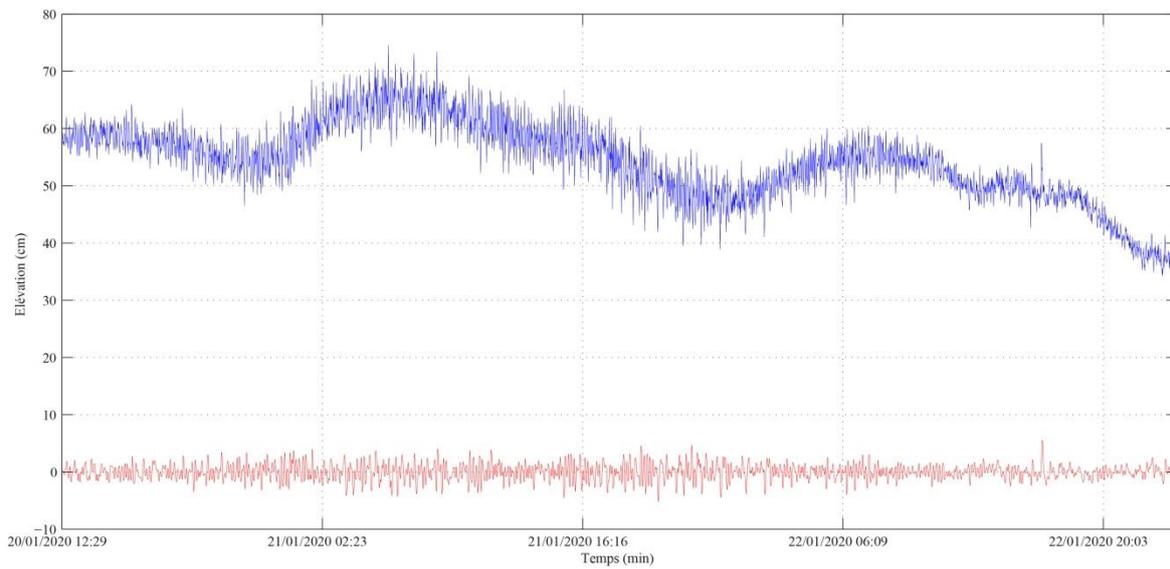
Annexe 4. 11: Filtre Butterworth des seiches et météotsunamis - Octobre 2019



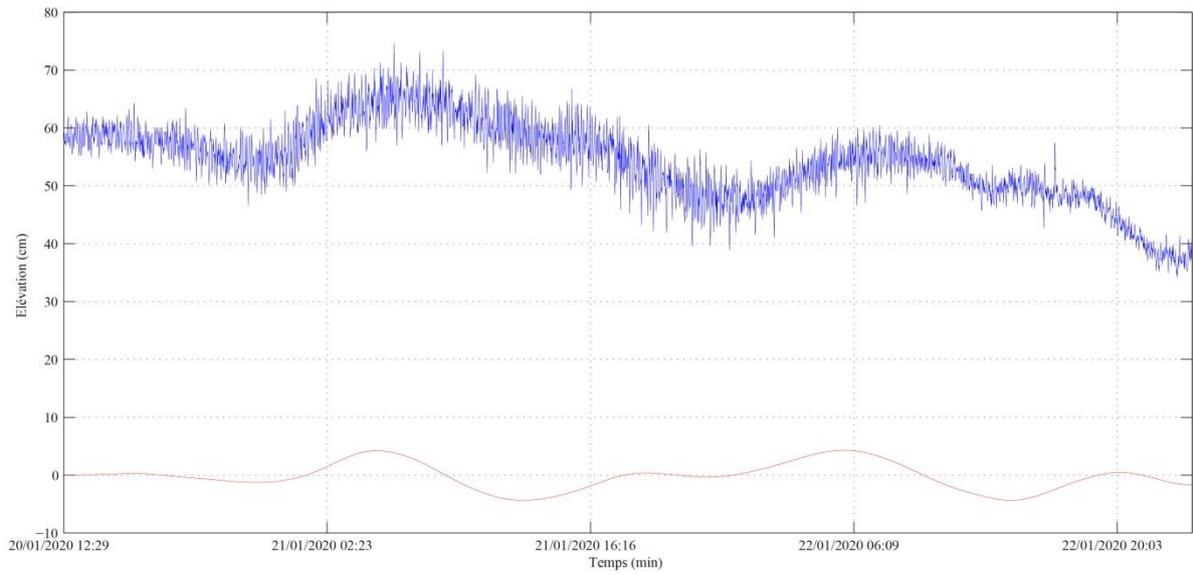
Annexe 4. 12: Filtre Butterworth des marées - Octobre 2019



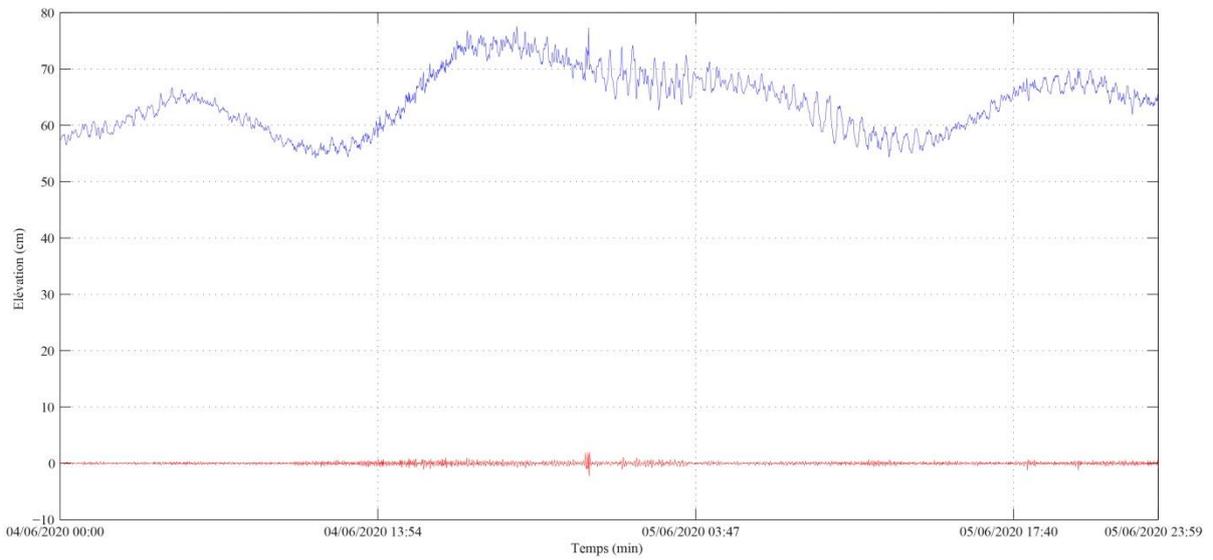
Annexe 4. 13: Filtre Butterworth des infragravités - Janvier 2020



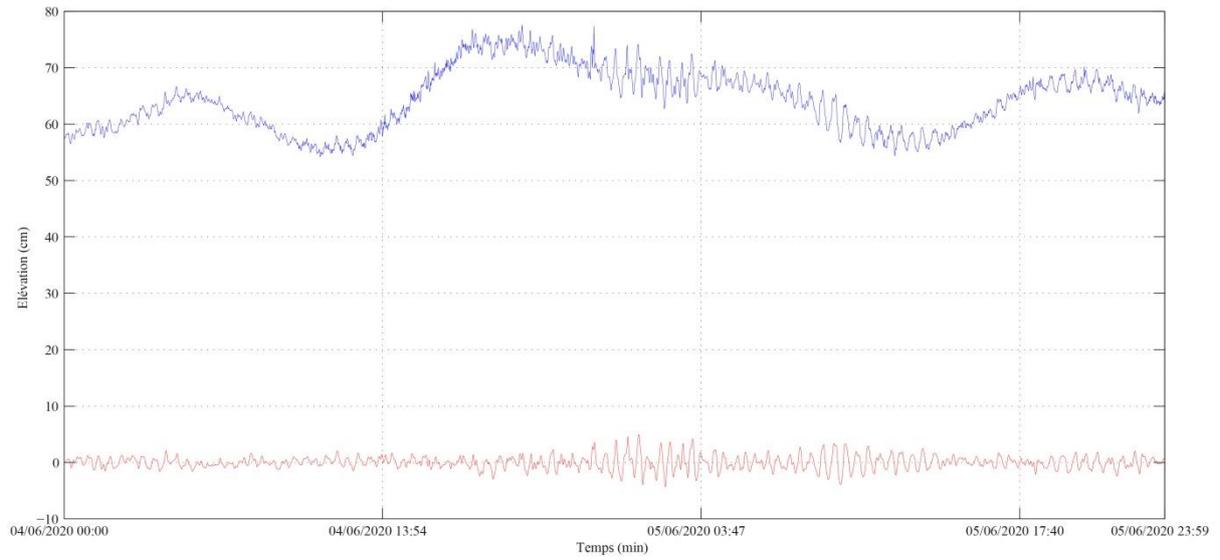
Annexe 4. 14: Filtre Butterworth des seiches et météotsunamis - Janvier 2020



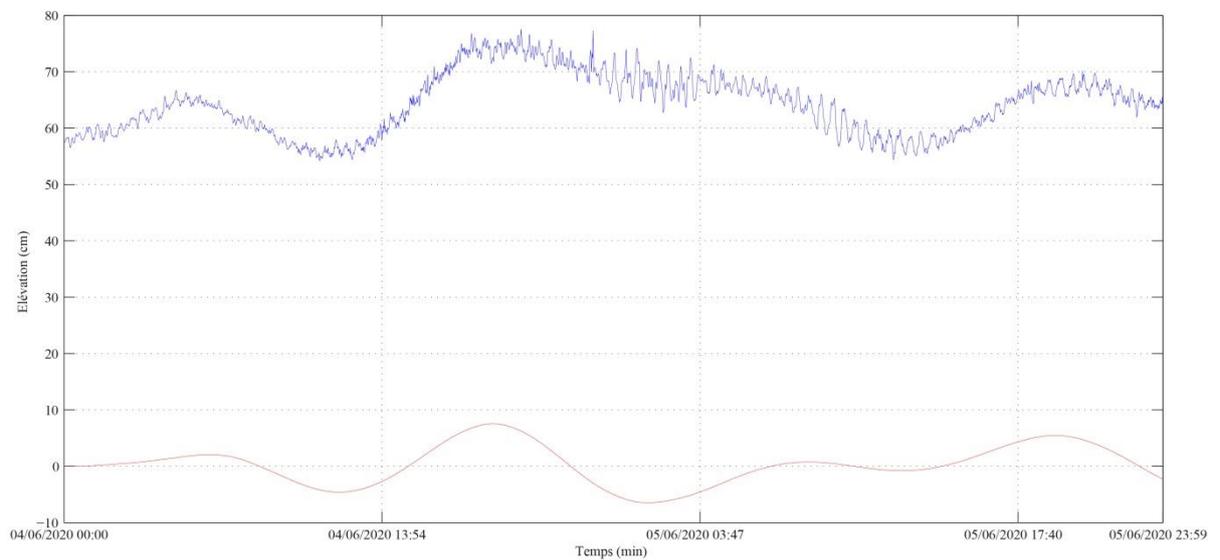
Annexe 4. 15: Filtre Butterworth des marées - Janvier 2020



Annexe 4. 16: Filtre Butterworth des infragravités - Juin 2020



Annexe 4. 17: Filtre Butterworth des seiches et météotsunamis - Juin 2020



Annexe 4. 18: Filtre Butterworth des marées - Juin 2020

Résumé :

Ce travail de thèse a concerné l'étude des mouvements du niveau de la mer aux niveaux des zones portuaires de la Baie d'Alger, et ce en périodes calmes et de fortes agitations. Ce travail a montré que la zone d'étude est concernée par plusieurs ondes marines non-tidales qui peuvent causer un danger même dans les endroits côtiers les plus abrités. Il a en outre montré que la détection des seiches et des météotsunamis, qui peuvent se produire au niveau de la zone d'étude, nécessite une instrumentation marégraphique spécifique ayant une fréquence de mesures (F_s) ≥ 0.016 Hz. Toutefois, cette F_s a clairement montré ses limites dans la détection et l'étude des ondes infragravitaires et des vagues/houles qui ont un rôle important dans la génération des seiches au niveau de la zone d'étude. Les résultats de ce travail ont également permis de souligner le rôle de la géomorphologie côtière, dans la génération des seiches au niveau de la baie d'Alger. En effet, les résultats ont distinctement montré que les fréquences des seiches observées au niveau de la zone d'étude correspondent aux fréquences de résonance de la baie d'Alger et de son plateau continental. Par ailleurs, ce travail a permis de qualifier les performances des différentes méthodes d'analyses des données du niveau de la mer. A cet effet, l'analyse spectrale par la méthode de Welch et l'analyse par les ondelettes ont permis de comprendre, à des degrés différents, le comportement du niveau de la mer au niveau de la zone d'étude. Aussi, la toute récente méthode de Décomposition en Modes Empiriques, testée dans ce travail de thèse, a permis l'observation de certaines fréquences (hautes et basses), notamment celles qui sont proches de la F_s instrumentale. En résumé, ce travail a permis d'étudier l'ensemble ou presque des ondes de surface qui peuvent concerner la baie d'Alger qui sont importantes aussi bien pour les études d'ingénierie côtière que pour la réduction des risques côtiers.

Mots clés : Niveau de la mer. Marégraphie. Traitement de signal. Analyse spectrale. Ondelettes. Météotsunamis. Seiches. Infragravités. Vagues/Houles. Baie d'Alger.

Abstract

This thesis work concerned the study of sea-level movements at the harbour areas of the Algiers Bay, during calm and strong disturbances periods. This work indicated that the study area is characterized by several non-tidal sea-level oscillations which can endanger even the most sheltered coastal areas. Results revealed that the detection of seiches and meteotsunamis, which can occur in the study area, requires a specific sea-level instrumentation with a sampling frequency (F_s) ≥ 0.016 Hz. However, this F_s has clearly shown its limits in the study of infragravity waves and waves/swells that have an important role in the generation of seiches in the study area. In addition, this work emphasizes the role of coastal geomorphology in the generation of seiches in the Algiers bay. Indeed, results have clearly demonstrated that the seiches frequencies observed in the study area correspond to the resonance frequencies of Algiers Bay and its continental shelf. Moreover, this work allowed us to qualify the efficiency of the different methods of sea-level data analysis. Then, the spectral analysis carried out by the Welch method and Wavelet analysis permitted to understand, at different degrees, the sea-level behavior at the study area. On the other hand, the very recent Empirical Mode Decomposition method, tested in this thesis work, allowed the observation of some frequencies (high and low), especially those close to the instrumental F_s . In summary, this work has helped the study of all (or almost) sea-level oscillations which may affect the Algiers Bay. Consequently, results of this work improve exhaustively our knowledge of sea-level movements, which are important for both coastal engineering studies and coastal risk reduction.

Keywords: Sea-level. Tide gauge. Signal processing. Spectral analysis. Wavelet analysis. Seiches. Meteotsunamis. Infragravity waves. Waves/Swells. Algiers Bay.