

Évolutions du niveau d'eau en bassin semi-fermé forcées par le niveau de la mer et le vent : exemple de l'étang de Berre

Caroline PAUGAM¹, Samuel MEULE², Damien SOUS^{1,3},
Vincent FAURE⁴, Vincent REY¹

1. Université de Toulon, AMU, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM AMU 110, Toulon, France.
caroline.paugam@mio.osupytheas.fr ; rey@univ-tln.fr ; sous@univ-tln.fr
2. Aix Marseille Université, CNRS, IRD, INRA, Collège de France, CEREGE, Aix-en-Provence, France.
meule@cerege.fr
3. Université de Pau et des Pays de l'Adour, E2S UPPA, SIAME - MIRA, Anglet.
4. GIPREB, Berre l'étang.
faure.gipreb@gmail.com

Résumé :

En Méditerranée, le marnage est faible, et les effets barométriques, liées aux régimes dépressionnaires, contribuent de façon prépondérante aux surcotes. Dans les bassins semi-fermés, des phénomènes de basculement des plans d'eau peuvent s'ajouter aux variations du niveau, du fait de la contrainte du vent sur la surface. Dans l'étang de Berre, le manque de données continues de niveau sur le long terme ne permettait pas d'avoir une appréciation quantitative des phénomènes contribuant aux variations du niveau d'eau. Le réseau d'instrumentation HTM-NET, composé actuellement de 16 stations de mesure en Provence dont deux sur l'étang de Berre, dans les ports du Jaï et de Saint-Chamas, permet d'acquérir des données de niveau. Une station du réseau est également installée dans le port de Carro au cap Couronne en méditerranée. Nous pouvons observer d'une part une évolution du niveau d'eau dans l'étang forcée par les variations du niveau de la mer qui se transmettent par le canal de Caronte : l'effet de la marée astronomique est perceptible avec un marnage d'environ 5cm, et le niveau moyen suit de façon systématique les évolutions du niveau de la mer associées aux effets barométriques, inférieurs à 45cm. A ce forçage par la mer, s'ajoute un basculement du plan d'eau, du même ordre de grandeur, entre le nord et le sud de l'étang, par des conditions de vent fort. Des ondes de seiches dans les ports du Jaï et Saint-Chamas sont mises en évidence : une seiche d'environ 100 min est retrouvée dans les deux sites, correspondant à la résonance selon le grand axe de l'étang. D'autres seiches sont en revanche propres à des phénomènes de résonance selon le grand étang d'une part et dans l'étang de Vaïne d'autre part. Les événements de seiches sont corrélés à la présence de vent fort et la création d'un basculement dans l'axe du bassin.

Mots-clés : Basculement, Seiches, Surcotes, Niveaux d'eau, Bassin semi-fermé.

Thème 1 – Hydrodynamique côtière

1. Introduction

1.1 Les seiches

Les seiches sont des oscillations stationnaires à l'origine de variations du niveau d'eau. Elles peuvent être observées dans des lacs, des baies, des estuaires ou encore des ports qui sont ouverts sur la mer. D'abord plurinodales s'amortissant en ondes de mode de plus en plus faible, les ondes uninodales sont les dernières à se manifester. Ces variations d'eau dans des ports peuvent entraîner des surcotes de plusieurs centimètres et d'importants dégâts.

La longueur du bassin correspond à la moitié de la longueur d'onde de la seiche dans un bassin fermé et au quart de la longueur d'onde en bassin ouvert. Ainsi, les caractéristiques des seiches dépendent de la configuration du bassin. En revanche, leur génération peut être variée selon le site étudié : variations de pression atmosphérique (DE JONG *et al.*, 2003, dans le port de Rotterdam et ARDHUIN *et al.*, 2010, à Port Tudy), instabilités océaniques (CANDELA *et al.*, 1999, dans le détroit de Sicile), ondes infra-gravitaires (OKIHIRO *et al.*, 1993) ou encore par des tsunamis (PELINOVSKY *et al.*, 2001, en côte d'Azur et ICHINOSE *et al.*, 2000, dans le Lac Tahoe en Californie-Nevada).

1.2 Basculement de plan d'eau

En eaux peu profondes, en condition stationnaire et sans création de courants, la contribution du vent dans la variabilité du niveau de la mer peut être étudiée de manière satisfaisante par un système d'équation 1DH (équation 1), permettant d'estimer la pente de surface en fonction de la vitesse du vent W , du coefficient de frottement C_D et du gradient de densité air-mer.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\tau_s}{\rho_w g h} = \frac{\rho_a C_D W^2}{g \rho_w h} \quad (1)$$

où : ζ est la surface libre, τ_s est à tension du vent, g est l'accélération de la gravité ($9,81 \text{ m/s}^2$), ρ_a est la densité de l'air, ρ_w est la densité de l'eau et h la profondeur de l'eau. La tension du vent correspond à la force de cisaillement que le vent exerce sur la surface de la mer. Ce dernier est défini en fonction de la vitesse du vent W (équation 2).

$$\tau_s = \rho_a C_D W^2 \quad (2)$$

C_D dépend de la rugosité de la surface marine et de la stabilité de la couche limite atmosphérique. Ce coefficient est variable mais est de l'ordre de grandeur de $1,2 \cdot 10^{-3}$. Le Golfe du Lion est exposé à des vents forts : mistral et tramontane. Ainsi, les bassins semi-fermés provençaux sont propices à l'étude des variations du niveau d'eau induit pas le vent et par les seiches. Notre site d'étude est l'étang de Berre, une lagune située dans les Bouches-du-Rhône de profondeur moyenne de 6 mètres et maximale de 10 mètres. Il est constitué de deux parties: le grand étang à l'ouest et l'étang de Vaïne à l'est, séparés par un haut fond. Le grand axe du bassin (nord-ouest/sud-est) mesure environ 20 km. L'étang est relié à la mer Méditerranée par le canal de Caronte situé au sud-ouest du bassin. Le

pourtour de l'étang, urbanisé et industrialisé, fait environ 75 km et compte dix ports dédiés à la pêche et à la plaisance. Il n'existe pas pour le moment d'études permettant de connaître les événements responsables de la génération de seiches dans l'étang de Berre, ni le lien entre ces dernières et les basculements du plan d'eau provoqués par la tension de surface lors de vents forts. Notre étude a pour but de mettre en évidence les événements précédemment définis dans l'étang de Berre, et essayer de comprendre leur génération.

2. Matériel et méthodes

Cette étude s'appuie sur des données de niveaux d'eau provenant du réseau d'observation HTM-NET (<https://htmnet.mio.osupytheas.fr>) ainsi que sur les données météorologiques de Météo-France à Marignane, (voir figure 1).

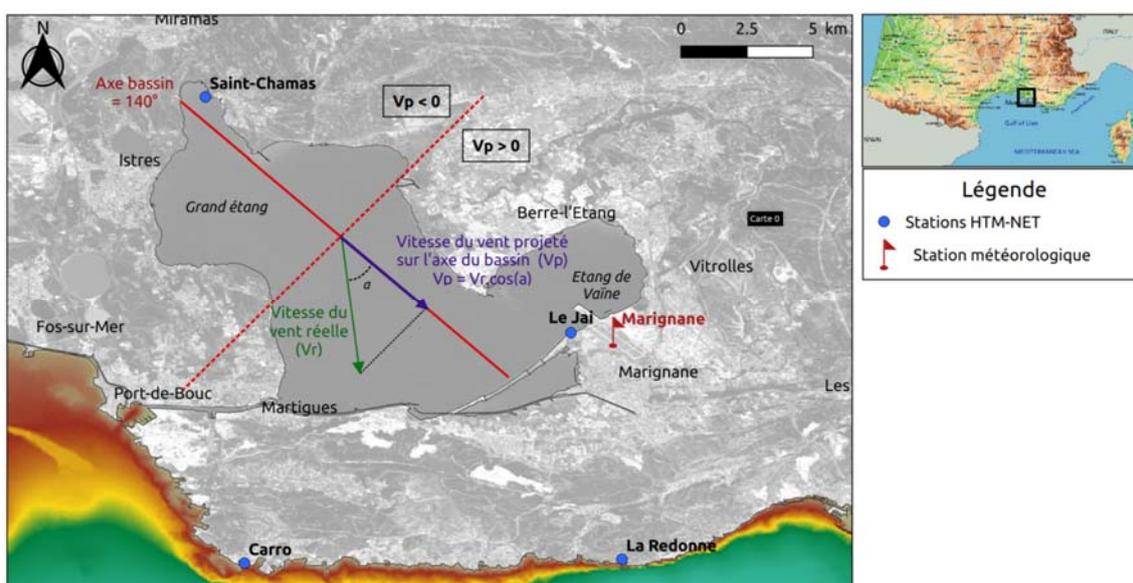


Figure 1. Stations HTM-NET et Météo-France dans l'étang de Berre et méthode de projection de la vitesse du vent dans l'axe du bassin.

2.1 Données de niveaux d'eau

Initialement implanté dans le Var depuis 2013, le réseau d'observation HTM-NET s'est densifié et s'est étendu dans les Bouches-du-Rhône. 16 stations fournissent des données de température et pression dans l'air et dans l'eau dans le long terme, ayant une période d'échantillonnage de 2mn. Les niveaux d'eau sont calculés grâce à deux piézomètres, l'un immergé et l'autre émergé, permettant une correction de la pression atmosphérique sur la variation du niveau d'eau. Depuis février 2019, deux stations sont implantées dans l'étang de Berre : une dans le port de Saint-Chamas dans le grand étang, et une dans le port du Jaï en limite de l'étang de Vaïne. Les variations du niveau d'eau à l'extérieur de l'étang sont fournies par une station à Carro au cap Couronne.

Thème 1 – Hydrodynamique côtière

2.2 Données météorologiques

Les données météorologiques issues des messages internationaux d'observation de surface (SYNOP) de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) ont été utilisées. Le réseau permet d'obtenir les données météorologiques tri-horaires de la station située à Marignane. La rose des vents des données météorologiques de Marignane de février 2019 à février 2020 met en évidence les deux types de vent dominants : nord-ouest (mistral) et sud-est (figure 2). Ce jeu de données est représentatif des conditions générales du vent à Marignane.

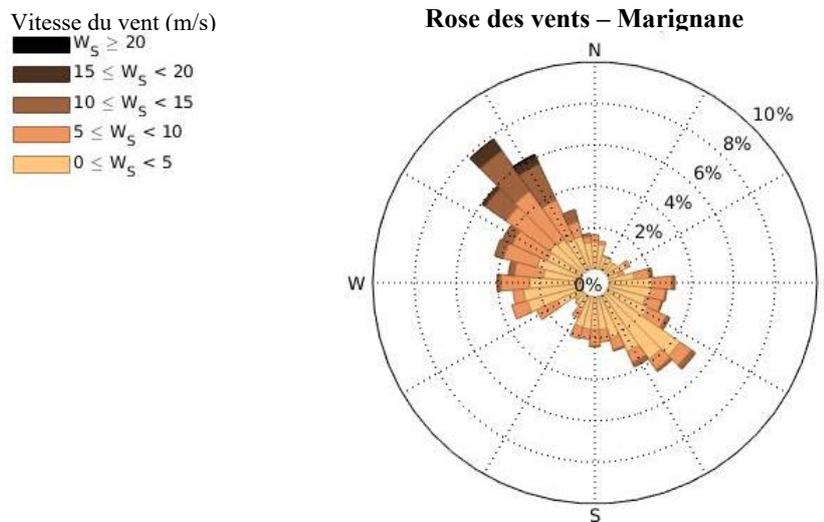


Figure 2. Rose des vents à Marignane de février 2019 à février 2020.

2.3 Caractérisation du basculement de la surface libre

Les données de niveaux d'eau échantillonnées toutes les 2mn sont moyennées par tranches de 3 heures. Ainsi, un niveau moyen toutes les 3 heures aux deux stations est utilisé pour cette étude. On définit le basculement comme la différence de niveaux d'eau entre le port du Jaï et le port de Saint-Chamas. Pour une pente de la surface libre positive du nord-ouest vers le sud-est, le basculement sera positif, et inversement. Le basculement est ensuite représenté en fonction de la composante de la vitesse du vent dans l'axe de l'étang de Berre (140°). Un évènement de mistral provoquera une vitesse de vent positive et un vent de sud-est une vitesse négative (figure 1).

2.4 Étude des seiches

Dans un premier temps, une analyse de Fourier de l'ensemble du jeu de données a permis de déterminer des pics d'énergie correspondants à des événements de seiches. Les fréquences associées ainsi que les fréquences minimales et maximales délimitant les pics ont été déterminés.

Les seiches ont ensuite été étudiées par intégration des pics d'énergie entre les fréquences minimale et maximale des pics, sur une fenêtre glissante de 12 heures toutes les 3 heures. Ainsi, il est possible d'observer l'évolution temporelle des seiches en fonction des conditions de vent.

3. Résultats

3.1 Variation du niveau dans l'étang de Berre

Le niveau d'eau dans l'étang de Berre est forcé par la marée via le canal de Caronte (figure 3). Le marnage est d'environ 20 cm au port de Carro (figure 1) et est de 5 cm à l'intérieur de l'étang. On observe un déphasage de la marée d'environ 140 minutes entre la mer et l'étang. Les variations de pression atmosphérique provoquent des variations de niveau d'eau en mer, par effet de baromètre inverse. Dans l'étang de Berre, les surcotes et décotes atmosphériques observées dans le port de Carro se transmettent également dans l'étang et sans atténuation via le canal de Caronte (figure 3). Sur l'année d'enregistrement, la pression atmosphérique a varié de 990,6 à 1035,5 hPa à Marignane. Cela représente des variations de niveaux de 45 cm dans l'étang de Berre dans l'hypothèse isostatique.

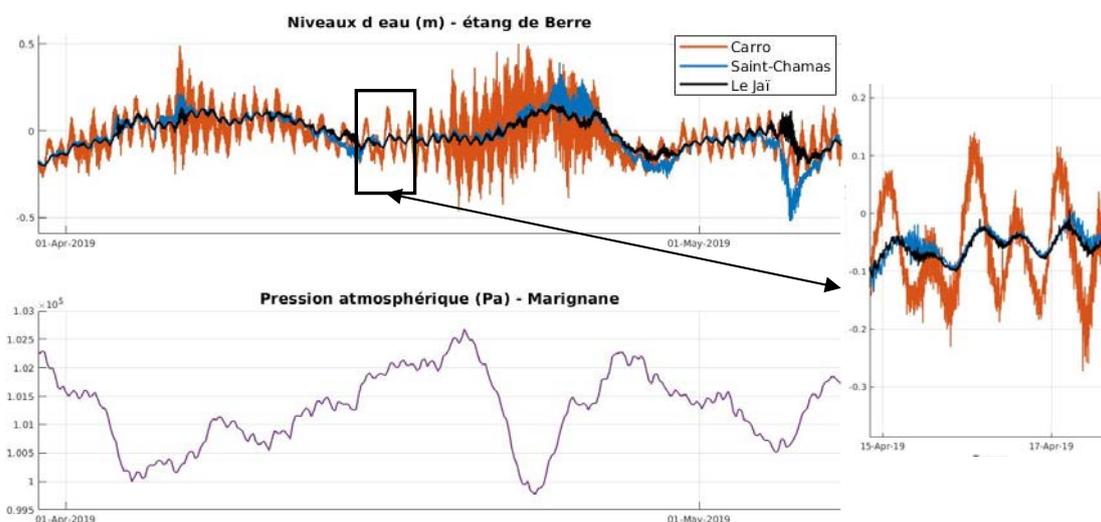


Figure 3. Niveaux d'eau aux ports de Saint-Chamas, du Jai et de Carro.

3.2 Basculements de la surface de l'étang de Berre

Le basculement de la surface libre de l'étang de Berre est bien corrélé avec la présence de vent fort (figure 4) et est symétrique en cas de mistral ou de vent de sud-est. Lors d'un mistral de 17 m/s dans l'axe de l'étang, une pente de 1cm/km est observée, ce qui est moins important que les résultats de LEREDDE *et al.* (2002) qui avaient obtenu une pente de 2 cm/km en utilisant un modèle de circulation 3-D dans l'étang de Berre. L'équation

Thème 1 – Hydrodynamique côtière

1 utilisée avec un C_D constant égal à $1,2 \cdot 10^{-3}$ sous-estime les valeurs de basculement et n'est donc pas un modèle représentatif pour l'étang de Berre (figure 4).

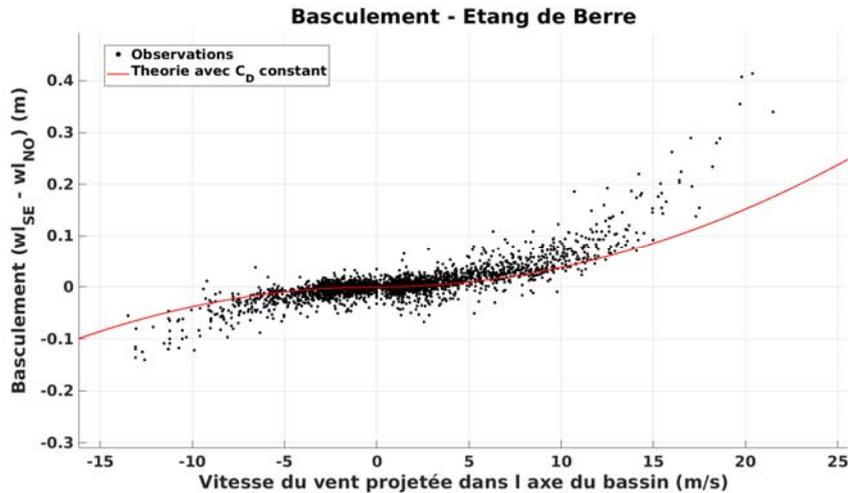


Figure 4. Basculement observé entre Le Jaï et Saint-Chamas en fonction de la vitesse du vent projetée selon l'axe de l'étang et basculement théorique avec $C_D = 1,2 \cdot 10^{-3}$.

3.3 Seiches dans l'étang de Berre

Dans le port de Saint-Chamas, 8 pics d'énergie appartenant à la classe des très basses fréquences sont observés : 8.5, 13, 22.5, 27, 35, 45.5, 63.5 et 100 min. Dans le port du Jaï, 6 seiches de fréquences 11.5, 15, 19, 22, 31 et 100 min sont observées. La seiche de 100 min est provoquée par une résonance dans le grand axe nord-ouest/sud-est de l'étang et est retrouvée par les deux stations. En revanche, les autres seiches ne sont pas communes aux deux sites possiblement du fait de leur séparation par un haut fond entre le grand étang et l'étang de Vaine. La figure 5 représente l'évolution temporelle des pics d'énergie intégrés aux différentes fréquences de seiches pour les deux stations. Les événements de seiches sont corrélés aux événements de vent fort et aux basculements de la surface de l'eau.

4. Discussions et perspectives

Les données d'observation des niveaux d'eau du réseau HTM-NET de février 2019 à février 2020 nous ont permis de mettre en évidence la présence de seiches ainsi que des basculements de la surface libre par le vent dans l'étang de Berre. Le niveau d'eau dans l'étang est forcé par les variations de pression atmosphérique qui se répercutent via le canal de Caronte sans atténuation d'amplitude. De plus, la marée est également transmise avec une atténuation d'environ 75 %. Lors d'événements de vents forts, la tension du vent sur la surface est responsable de la création d'une pente de la surface libre dans l'axe de la direction du vent et est responsable de la création d'un basculement. Ce dernier est

symétrique en cas de mistral ou de vent d'est/sud-est et peut être de l'ordre de 40 cm pour un vent de 20 m/s dans l'axe du bassin.

L'analyse des spectres d'énergie ont mis en évidence la présence de seiches dans les ports du Jaï et Saint-Chamas. Une seiche d'environ 100 min est retrouvée dans les deux sites et semble correspondre à la résonance selon le grand axe nord-ouest/sud-est de l'étang. En revanche, d'autres seiches ne sont pas communes et sont issues de la résonance dans le grand étang pour les seiches de Saint-Chamas et l'étang de Vaïne pour le Jaï. Les évènements de seiches sont corrélés à la présence de vent et la création d'un basculement dans l'axe du bassin. Nous pouvons supposer que lors d'un évènement de vent fort, un basculement se crée et lorsque le plan d'eau retourne à l'équilibre lors de la diminution de la vitesse du vent, des ondes de résonance se créent. Les diverses configurations de résonance pourraient être expliquées en comparant ces résultats à ceux du modèle numérique TELEMAC 3D mis en place dans l'étang de Berre par le GIPREB (Groupement d'intérêt public pour la réhabilitation de l'étang de Berre). L'étude des basculements en fonction du vent permettra de mettre en place une formulation du coefficient de frottement qui pourra être utilisée dans le modèle numérique.

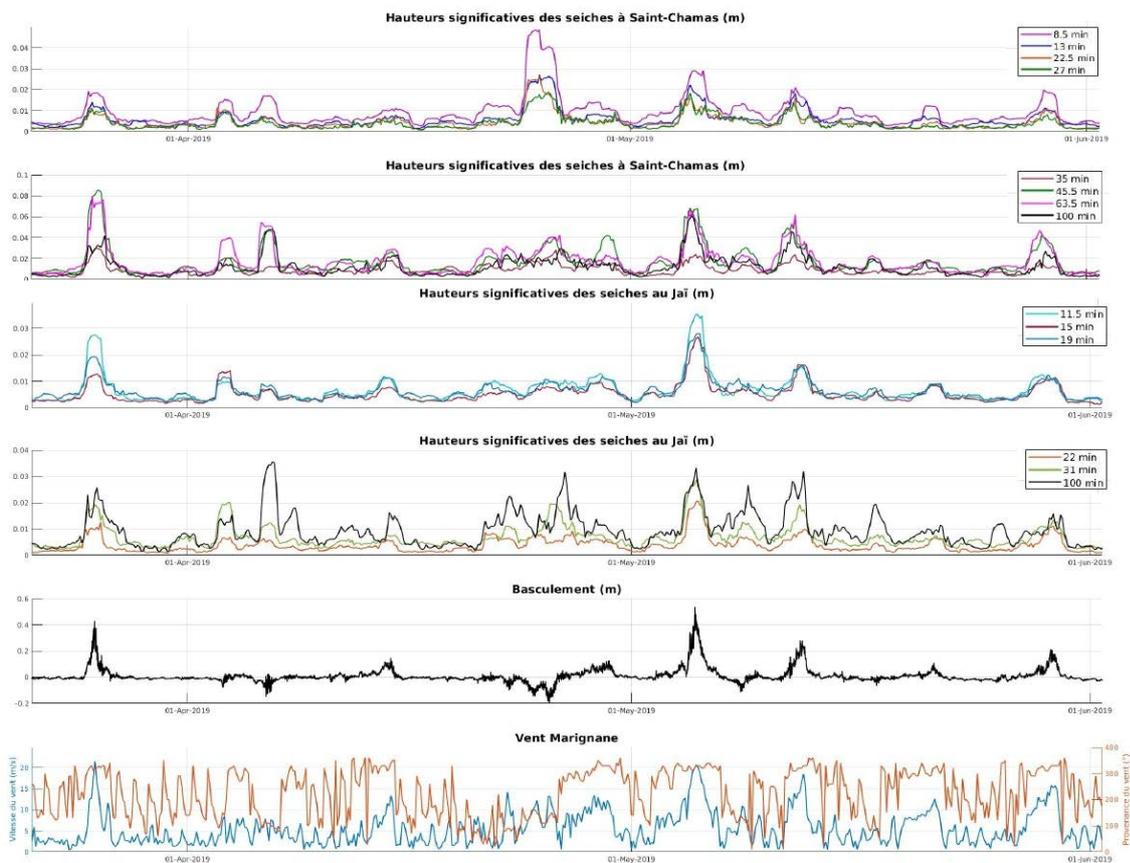


Figure 5. Hauteurs significatives des seiches aux ports de Saint-Chamas et du Jaï, basculement de la surface libre et conditions de vent.

Thème 1 – Hydrodynamique côtière

5. Remerciements

Le programme d'observation HTM-NET (<https://htmnet.mio.osupytheas.fr>) a bénéficié de co-financements récurrents depuis 2013 de la part du CNRS/INSU, dans le cadre du programme national « Systèmes d'Observations et d'Expérimentation pour la Recherche en Environnement » sur le long terme (SOERE), Littoral – Trait de Côte, puis de ILICO-DYNALIT et de la communauté d'agglomération Toulon Provence Méditerranée (TPM). Le Conseil Départemental des Bouches-du-Rhône (CD13) est remercié pour les autorisations d'implantation des stations dans son département, le SHOM pour sa collaboration et Météo France pour les données météorologiques.

6. Références bibliographiques

- ARDHUIN F., DEVAUX E., PINEAU-GUILLOU L. (2010). *Observation et prévision des seiches sur la côte atlantique française*. XIème Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Les Sables d'Olonne, 22-25 juin 2010, pp 1-8. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2010.001-A>
- CANDELA J., MAZZOLA S., SAMMARI C., LIMBURNER R., LOZANO C.J., PATTI B., BONANNO A. (1999). *The "Mad Sea" Phenomenon in the Strait of Sicily*. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 29, pp 2210–2231. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<2210:TMSPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<2210:TMSPI>2.0.CO;2)
- DE JONG M.P.C., HOLTHUIJSEN L.H., BATTJES J.A. (2003). *Generation of seiches by cold fronts over the southern North Sea*. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 108(C4), pp 1-10. <https://doi.org/10.1029/2002JC001422>
- ICHINOSE G.A., ANDERSON J.G., SATAKE K., SCHWEICKERT R.A., LAHREN M.M. (2000). *The potential hazard from tsunami and Seiche waves generated by large earthquakes within Lake Tahoe, California-Nevada*. *Geophysical Research Letters*, Vol. 27(8), pp 1203–1206. <https://doi.org/10.1029/1999GL011119>
- LEREDDE Y., DEKEYSER I., DEVENON J.-L. (2002). *T-S Data Assimilation to Optimise Turbulent Viscosity: An Application to the Berre Lagoon Hydrodynamics*. *Journal of Coastal Research*, vol. 18 (3), 555–567. <https://www.jstor.org/stable/4299102>
- OKIHIRO M., GUZA R.T., SEYMOUR R.J. (1993). *Excitation of seiche observed in a small harbor*. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 98(C10), pp 18201–18211. <https://doi.org/10.1029/93JC01760>
- PELINOVSKY E., KHARIF C., RIABOV I., FRANCIUS M. (2001). *Study of tsunami propagation in the Ligurian Sea*. *Natural Hazards and Earth System Science*, Vol. 1(4), pp 195–201. <https://doi.org/10.5194/nhess-1-195-2001>