

Auteur : Mansour IOUALALEN
Institut de recherche pour le développement, IRD,
UMR Géoazur n°7329, UNS/CNRS/IRD/OCA, Sophia Antipolis

Qu'est ce qu'un tsunami ?

Les **tsunamis** (du japonais, littéralement « vague portuaire »), ou raz-de-marée, font partie des catastrophes naturelles potentiellement les plus destructrices. Citons le tsunami du 26 décembre 2004 dans l'océan Indien, avec plus de 250 000 victimes, et celui induit par le séisme du 11 mars 2011 qui a provoqué l'accident nucléaire de Fukushima. Un tsunami est une vague générée par un mouvement brusque, et potentiellement à grande échelle, du fond marin, qui provoque une déformation de la colonne d'eau le surmontant. Ainsi deux points successifs de la colonne d'eau, situés à une profondeur identique, ne sont alors plus soumis à la même pression ; ce phénomène crée un gradient de pression horizontal. Cette déformation écarte la surface marine de son état d'équilibre. Les particules d'eau se mettent alors en mouvement pour compenser le gradient de pression. La surface marine étant une surface libre, elle est mécaniquement un oscillateur naturel [1]. Ainsi, le mouvement des particules d'eau génère une onde, le **tsunami**, qui se propage selon une direction dépendant de la géométrie de la déformation du fond marin. Cette déformation peut avoir différentes origines : un séisme sous-marin le plus souvent, mais également le glissement rapide d'une masse sous-marine ou d'une masse sub-aérienne (qui plonge dans l'océan), par exemple un bloc instable, un écoulement de turbidites, ou encore les produits d'une éruption volcanique.

Ce qui différencie fondamentalement les tsunamis, dénommés ci-après *ondes longues* (OL), des ondes courtes (OC) que sont les vagues *habituelles* de vent, de la houle, ou plus exceptionnellement les vagues scélérates [4], est leur grande longueur d'onde relativement à la profondeur de la colonne d'eau locale ; la distance entre deux crêtes successives à un instant donné peut en effet atteindre plusieurs dizaines de kilomètres en haute mer, alors qu'elle n'est que de quelques dizaines de mètres pour les OC ; elles possèdent donc une plus grande période (temps séparant deux crêtes successives en un point fixe), qui peut atteindre plusieurs dizaines de minutes en haute mer, contre quelques secondes pour les OC. Cette différence entre les deux classes d'ondes a des conséquences majeures :

1. Plus une onde progressive a une grande période, et donc une basse fréquence, moindres sont les effets de la dissipation visqueuse (due au frottement entre les particules d'eau), qui transforment un mouvement mécanique en chaleur. Un tsunami ne perd que très peu de son énergie mécanique au fur et à mesure de sa progression et peut donc traverser un océan entier : des tsunamis distants (générés loin d'une côte considérée) peuvent être tout aussi dévastateurs que des tsunamis locaux. Dans une moindre mesure, cette physique s'applique également pour une houle extrême de très grande période : une grande houle naissant aux hautes latitudes, et dont la période s'élargit au fur et à mesure de sa propagation, peut atteindre la zone tropicale sans qu'elle n'ait besoin de la présence du vent pour se maintenir : on citera par exemple les houles *lisses* propices à la pratique du surf, que l'on connaît à Hawaii).
2. Les trajectoires des particules d'eau diffèrent singulièrement selon qu'il s'agisse des OL ou des OC. Celles des OC sont circulaires suivant un plan vertical, tandis que celles des OL (tsunamis) sont des ellipses très aplaties, quasiment plates, conférant un champ de vitesses quasiment horizontal. Une onde longue génère par conséquent un courant oscillant horizontal sur toute la profondeur de la colonne d'eau. Il en résulte que, au niveau du fond marin, un tsunami favorise de forts arrachements

de sédiments qui sont alors charriés (comme tout autre objet rencontré sur son passage). Les eaux des tsunamis sont donc très *chargées* et sont par conséquent potentiellement plus dangereuses que celles des vagues habituelles.

3. La vitesse de propagation des ondes longues est, en première approximation, exclusivement reliée à la profondeur de la colonne d'eau (approx. $(gh)^{1/2}$ [1]), où g est l'accélération de la gravité et h la profondeur de la colonne d'eau. Cela est vrai au premier ordre seulement car les tsunamis sont légèrement dispersifs. Ainsi pour une colonne d'eau de 4 000 m, la vitesse de l'onde sera de l'ordre de 700 km/h. Des vitesses si élevées accroissent les contraintes des systèmes sophistiqués d'alerte aux tsunamis distants. Elles rendent également nécessaires l'éducation des populations à ce risque, lorsqu'il s'agit de tsunamis locaux, et pour lesquels les temps de réaction doivent être nécessairement très courts.

De l'aléa au risque tsunamis

En zone côtière, l'aléa tsunami n'est pas toujours *relié* à l'aléa géologique local (sa source génératrice). Il l'est lorsque une structure géologique sous-marine critique lui est proche (au voisinage d'une zone de subduction ou de failles actives sous-marines, de pentes continentales avec des blocs instables, ou encore en présence d'activité volcanique). Dans ce cas, la zone côtière est sujette aux deux (voire à plus) aléas, avec un temps d'arrivée de la vague très proche de celui de l'événement géologique-source, par exemple quelques minutes après un séisme fortement ressenti. Plusieurs signes précurseurs peuvent alors être observés et aider à donner l'alerte (ressenti du séisme, parfois un retrait inhabituel de la mer, etc.). Cependant, lorsque les sources géologiques sont très éloignées des côtes, l'aléa tsunami ne peut être anticipé que grâce, au mieux (et pas toujours), à un retrait inhabituel des eaux. La connaissance du temps d'arrivée du tsunami est alors essentielle : plusieurs heures après un séisme puissant sur une façade océanique, le tsunami associé à cette source lointaine peut provoquer des dégâts importants sur l'autre façade (voir plus haut) au niveau de laquelle le séisme n'a pas été ressenti.

Le risque aux tsunamis est bien entendu d'abord lié à l'existence de cet aléa, mais également au degré de préparation des populations (éducation essentiellement), à l'exposition des infrastructures à ce risque, à l'existence, ou non, d'un système d'alerte et d'ouvrages de protection. La morphologie de la zone côtière considérée est aussi essentielle : lorsque l'aléa aux tsunamis est avéré, la zone côtière peut connaître une grande disparité spatiale du risque. C'est le cas lorsque la distribution des hauteurs de vagues et de l'extension de la zone d'inondation potentielle varient significativement d'un point à un autre. Il est ainsi très important d'expliquer, de façon générique, ces disparités afin de bien identifier les zones qui sont potentiellement à risque, cela dans un souci de rendre plus efficaces les systèmes d'alerte aux tsunamis.

Généralement la morphologie géologique de la zone peut accentuer ou atténuer les processus d'amplification des tsunamis à l'approche des côtes. Les trois principaux processus sont :

- i. À l'approche de la côte, la pente continentale accentue l'amplification de la vague (effet de pente ou *shoaling* en anglais). La loi d'amplification la plus simple, obtenue par une loi de conservation du flux d'énergie, la loi de Green, s'appliquant surtout au large, amplifie la vague suivant une puissance d'un quart $a_2 \approx a_1(h_1/h_2)^{1/4}$. (figure 1).

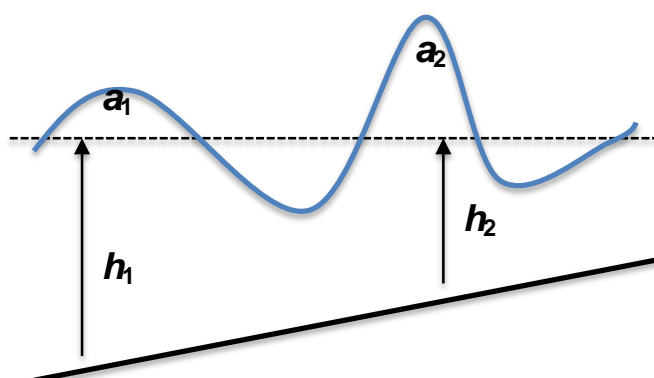


Figure 1. Schéma d'amplification, d'un tsunami par effet de pente (*shoaling*), entre le large (h_1, a_1) et la côte (h_2, a_2), h étant la hauteur de la colonne d'eau et a est l'amplitude de la vague vs. le niveau moyen de la surface libre (en pointillé).

- ii. La morphologie d'une baie, ainsi que le contenu fréquentiel du tsunami, prescrivent la possibilité d'occurrence, ou non, d'un phénomène de résonance : lorsque le tsunami entre dans une baie relativement fermée, une composante fréquentielle de la vague peut *forcer* une résonance si cette composante fréquentielle est voisine de l'une des fréquences de résonance de la baie (fréquences propres), et ainsi produire une vague importante dans la baie.
- iii. La distribution spatiale de la hauteur de la colonne d'eau (bathymétrie) est également importante : tout comme en optique, un tsunami subit un processus de réfraction. Puisque la célérité de l'onde dépend presque exclusivement de la profondeur de la colonne d'eau locale (voir plus haut, point 3), une ligne iso-bathymétrique (courbe de niveau des hauteurs d'eau) est aussi une ligne d'iso-célérité de l'onde. Ainsi il advient que par réfraction, les lignes de crête de la vague *épousent* les lignes iso-bathymétriques. Lorsque la courbure de ces lignes est convexe, par exemple souvent au voisinage d'un promontoire ou d'un cap, une amplification de la vague s'opère par focalisation (convergence du train de vagues ; figure 2 autour de la région FC). À l'inverse, pour des baies ouvertes dont les lignes iso-bathymétriques sont concaves, l'amplitude de la vague est atténuée par dé-focalisation (divergence des vagues). La figure 3 illustre ces processus.

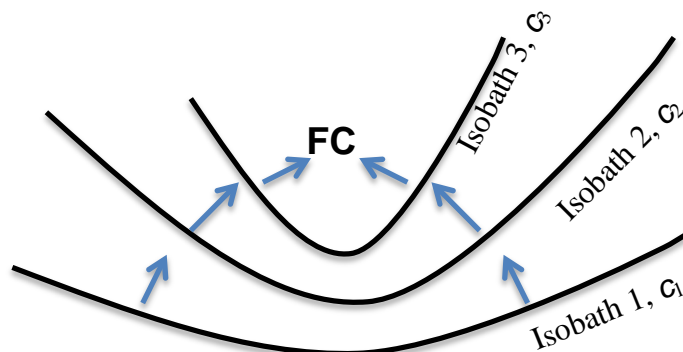


Figure 2. Schéma de réfraction, puis de focalisation d'un tsunami. Les courbes représentent des niveaux iso-bathymétriques (le milieu 1 étant plus profond que le milieu 2), et donc d'iso-célérités c_i , et par conséquent les lignes de crête de la vague. FC est la région de focalisation, les flèches indiquant la direction de propagation.

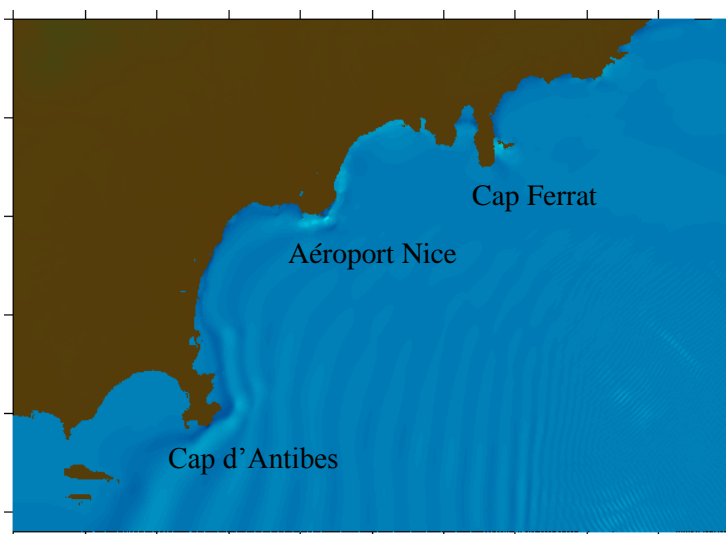


Figure 3. Exemple d'un champ de vagues de tsunami dans la région niçoise, après un scénario de glissement sous-marin, extrait d'une simulation numérique effectuée à Géoazur. Le bleu clair représente les crêtes et le bleu foncé les creux du train d'onde. On notera le processus de réfraction : les lignes de crête donnent une indication sur les courbes iso-bathymétriques. Dans notre palette de couleurs, plus les points sont lumineux, plus la vague est haute. Ainsi, on notera une amplification plus importante au voisinage des caps (réfraction puis focalisation au caps d'Antibes et Ferrat et au promontoire de l'aéroport de Nice). À l'inverse, on notera une atténuation de la hauteur des vagues dans les baies ouvertes due à un processus de réfraction et de dé-focalisation.

Pour en savoir plus :

- [1] Airy G. B. (1845). Tides and waves. In : *Encyclopaedia Metropolitana*, Londres, tome V, p. 289.
- [2] Géli L. & Géli H. (2012). *Un crapaud peut-il détecter un séisme ? 90 clés pour comprendre les séismes et tsunامي*. Quae, Versailles, 176 p.
- [3] Ioualalen M., Asavanant J., Kaewbanjak N., Grilli S. T., Kirby J. T. & Watts P. (2007). Modeling the 26 December 2004 Indian Ocean tsunami: Case study of impact in Thailand. *Journal of Geophysical Research*, 112, C07024. doi:10.1029/2006JC003850.

Fiches de l'Institut océanographique :

- [4] Mansour Ioualalen (à paraître) : *Les vagues scélérates*.