

Modélisation numérique du tsunami de 1995 au Chili. Impact en Polynésie Française.

Sandrine Guibourg, Philippe Heinrich, Roger Roche

Laboratoire de Détection et de Géophysique
Commissariat à l'Energie Atomique
B.P.12 - 91680 Bruyères-le-Châtel, France
Tel. : 01.69.26.50.81 / 01.69.26.49.69, Fax : 01.69.26.70.23

RESUME

Le 30 Juillet 1995, un tremblement de terre de magnitude 8.1 se produisit sur les côtes du Chili, juste au large de la ville d'Antofagasta. Le tsunami associé se propagea à travers l'Océan Pacifique et atteignit la Polynésie Française 10 heures après le séisme avec une hauteur maximale de Run Up d'environ 2.5 m. Les îles polynésiennes les plus touchées ont été les Iles Marquises qui ne possèdent pas de barrière de corail mais des pentes faibles régulières et de larges baies. Les différentes phases de la vie du tsunami (génération, propagation et impact sur les côtes) ont été modélisées du Chili aux îles polynésiennes en résolvant les équations d'ondes longues. L'initialisation de la surface libre a été calculée par les formules d'Okada, en utilisant les paramètres sismiques de Ruegg. La propagation du tsunami est simulée par un modèle numérique aux différences finies utilisant un système de grilles multiples de différentes tailles.

Les vagues calculées reproduisent de façon satisfaisante les enregistrements le long des côtes chiliennes, à Tahiti et à Nuku-Hiva. Les résultats numériques obtenus dans les Iles Marquises (Hiva-Oa) confirment les nombreuses observations des témoins.

ABSTRACT

On the 30th July 1995, an earthquake with magnitude of 8.1 occurred off the coast of Chile. The associated tsunami propagated across the Pacific ocean and reached French Polynesia 10 hours after the seism with maximum run-up heights of about 2.5 meters. The most affected islands in French Polynesia were the Marquesas Islands that present few outer reefs, more gradual bottom slopes and large bays. The different phases of tsunami life (generation, propagation and impact on the coast) have been modeled from Chile to Polynesian Islands, solving the shallow water equations. The water surface initialisation has been computed from Okada's formulas, using seismic parameters of Ruegg. The tsunami propagation is simulated by a finite-difference numerical model using a system of multiple grids with different grid sizes.

The computed waves are in fair agreement with the recorded waves along the Chilean coasts, in Tahiti and in Nuku Hiva. The numerical results obtained in the Marquesas Islands confirm the observations of numerous eyewitnesses.

1. Introduction - Source sismique

Le 30 Juillet 1995, la côte nord du Chili fut affectée par un tsunami de faible importance. Bien que les dégâts provoqués par le tremblement de terre furent conséquents, le Run Up du tsunami ne fut que de quelques mètres et ne causa que d'insignifiants dommages sur les côtes chiliennes.

Ce fort tremblement de terre de magnitude M_w 8,1 se produisit à 5h11mn TU, son épicerentre étant situé au large de la ville d'Antofagasta. C'est l'un des événements le plus important de ce siècle dans la région. Les analyses sismiques de Monfret et al. (1995) et de Ruegg (1996) ont montré que le mécanisme au foyer est un chevauchement de pendage 19° , d'azimut $N8^\circ E$ et d'inclinaison 110° . Le tremblement de terre est donc une subduction avec un décrochement dextre parallèle à la côte chilienne. L'épicerentre se situe à $71^\circ W$ $24.1^\circ S$ et 36 km de profondeur. Les sismologues cités ci-dessus ont déterminé que la rupture s'étendait de l'épicerentre vers le sud sur une longueur de 180 km. La largeur de la faille est estimée à 60 km et le déplacement moyen à 5 m environ. Les repères topographiques situés dans les terres parallèlement à la côte s'affaissèrent de plusieurs dizaines de centimètres tandis que celui situé sur la péninsule Mejillones fut soulevé de plus de 15 cm (Figure 1a).

La déformation du fond a été calculée en utilisant les formules d'Okada (1985) basées sur la théorie du plan de faille. Ces formules donnent le déplacement du fond en fonction des paramètres sismiques (pendage, azimut, déplacement moyen, longueur et largeur de la faille, profondeur de l'hypocentre et épicerentre). Nous supposons l'élévation de la surface libre initiale identique à la déformation verticale permanente du fond de l'océan.

En utilisant les coordonnées de la source de Ruegg et al. (1996), le tsunami calculé à Antofagasta a une plus grande amplitude que celui observé (Figure 3). Les enregistrements de plusieurs capteurs placés le long de la côte chilienne nous ont permis de tester la source dans un rayon de 50 km en gardant les autres paramètres constants. Le calcul du tsunami a montré que seules les vagues à Antofagasta sont sensibles au déplacement de l'épicerentre, les autres capteurs ne sont pas affectés par un décalage de cet ordre.

Finalement, une nouvelle source décalée de 40 km vers le sud a été choisie, son épicerentre se situe à $71^\circ W$ $24.5 S$ (Figure 1b). Les vagues calculées à Antofagasta sont présentées Figure 3 en utilisant les coordonnées de la source de Ruegg et celles de la nouvelle source. Les nouvelles vagues simulées reproduisent beaucoup mieux les amplitudes des enregistrements. La nouvelle source est donc choisie pour le reste de l'étude bien qu'elle ne soulève plus la péninsule Mejillones.

L'objectif de cet article est de simuler la propagation du tsunami de la région de la source aux Iles Polynésiennes et d'étudier l'impact du tsunami sur les Iles Marquises.

2. Propagation du tsunami le long des côtes chiliennes et à travers l'Océan Pacifique

La propagation du tsunami a été simulée par un modèle d'ondes longues (shallow water). Ce modèle, adapté du modèle de SWAN (Mader, 1988), résout les équations d'ondes longues non linéaires formulées en coordonnées sphériques. Ce modèle utilise un schéma aux différences finies explicite en temps, avec une grille de type C. Une condition de réflexion totale est appliquée sur les côtes. La propagation de la vague à travers l'Océan Pacifique est simulée en utilisant une grille de 2000×1000 cellules avec un pas d'espace de 5 km. Une deuxième grille couvrant la côte nord du Chili est utilisée pour étudier la propagation le long de la côte chilienne. Cette grille dont le pas d'espace est 1 km possède 700×2100 cellules.

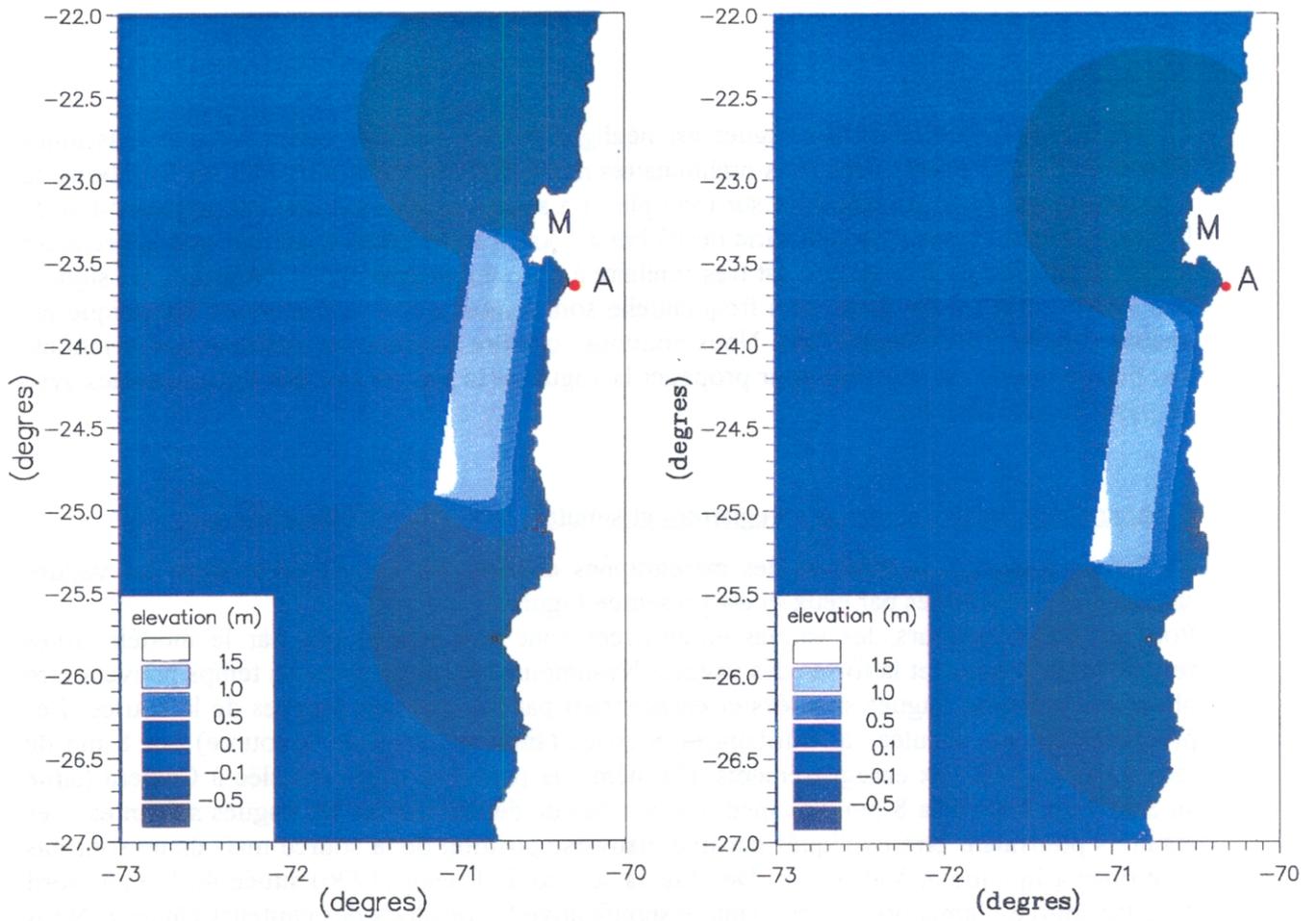


Figure 1. Initialisation de la surface libre pour le tsunami de 1995 au Chili.
 (a) source de Ruegg (1996), (b) source décalée.
 M représente la péninsule Mejillones, A la ville d'Antofagasta.

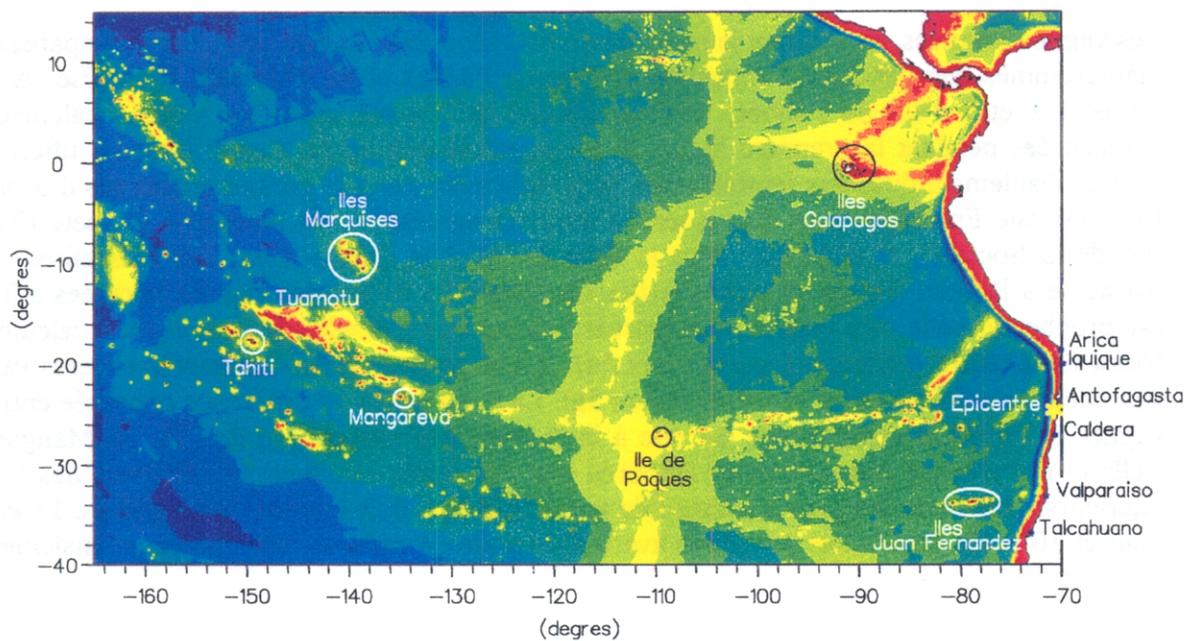


Figure 2. Bathymétrie utilisée pour la simulation numérique. Position des marégraphes.

Dispersion fréquentielle

La dispersion fréquentielle des vagues est négligée par les modèles ondes longues classiques (Barré de Saint-Venant). Des tests préliminaires monodimensionnels résolvant les équations de Boussinesq ont donc été effectués sur fond plat. La source utilisée est une coupe Ouest-Est de la source réelle, le pas d'espace varie de 10 km à 1 km. Les résultats montrent que la première vague du modèle de Boussinesq est très similaire à celle du modèle ondes longues. Cela signifie que soit les effets de la dispersion fréquentielle sont mineurs, soit la dispersion numérique est incluse dans le modèle numérique. Nous pouvons conclure de ces comparaisons que le modèle eau peu profonde est suffisant pour propager la vague de la source aux Iles Polynésiennes avec un pas d'espace de 5 km.

Comparaisons entre les vagues enregistrées et simulées le long de la côte chilienne

La Figure 2 montre la position des marégraphes chiliens. La comparaison entre les vagues simulées et enregistrées par ceux-ci est présentée Figure 3.

Pour plusieurs capteurs, les vagues enregistrées sont bien reproduites par le modèle. Elles respectent la hauteur et la forme des vagues. Néanmoins, des différences en temps peuvent être observées entre les vagues simulées et enregistrées par les capteurs proches de la source. Les premières vagues simulées à Antofagasta et Arica (situé au Nord de la source) ont 8 mn de retard par rapport aux enregistrements. De même, la première vague simulée à Caldera (situé au Sud de la source) a 8 mn d'avance. Il n'y a pas de déphasage sur les vagues suivantes. Ces résultats pourraient être expliqués par une mauvaise position de la source mais ils ne sont pas confirmés à Iquique et Valparaiso. De plus, la source de Ruegg (1996) située 40 km au Nord de cette source n'améliore pas de manière significative les résultats des capteurs chiliens. Nous pouvons conclure d'après ces résultats et d'après les déplacements des cotes topographiques de Mejillones que les dimensions de la source sont probablement différentes de celles de Ruegg (1996). Néanmoins, l'énergie de la source est correcte puisque plusieurs capteurs chiliens sont bien reproduits.

Comparaison entre les vagues enregistrées et simulées aux Iles Juan Fernandez, l'Île de Pâques et en Polynésie Française

Les vagues simulées, en utilisant la grille grossière recouvrant le Pacifique, sont comparées aux marégrammes des Iles Juan Fernandez, de l'Île de Pâques et de Polynésie Française. A Juan Fernandez et à l'Île de Pâques, un bon accord est trouvé entre les vagues calculées et enregistrées pendant la première heure de propagation (Figure 3). Les différences ultérieures sont probablement dues aux imprécisions de la bathymétrie et à la grossièreté du pas d'espace. En Polynésie Française nous disposons de trois marégrammes : le premier à Papeete (Tahiti, Iles de la Société), le deuxième dans la Baie de Taiohae (Nuku-Hiva, Iles Marquises) et le troisième à Rikitea (Île de Mangareva, Iles Gambier). La forme des vagues calculées à Tahiti est proche de celle des vagues enregistrées, tandis que l'amplitude des vagues calculées à Nuku-Hiva est insignifiante (Figures 5b et 5c). A Mangareva, seules les deux premières vagues sont bien reproduites par le modèle (Figure 5a). La demi-heure de différence observée entre les vagues calculées et enregistrées est due à la bathymétrie particulière de l'Île de Mangareva. Celle-ci est presque complètement entourée par des récifs coralliens qui forment des lagons intérieurs. Une onde longue, abordant l'île par le Sud-Est, doit traverser un lagon de 15 km de long et 10 m de profondeur moyenne avant d'atteindre la rade de Mangareva et finalement le marégraphe.

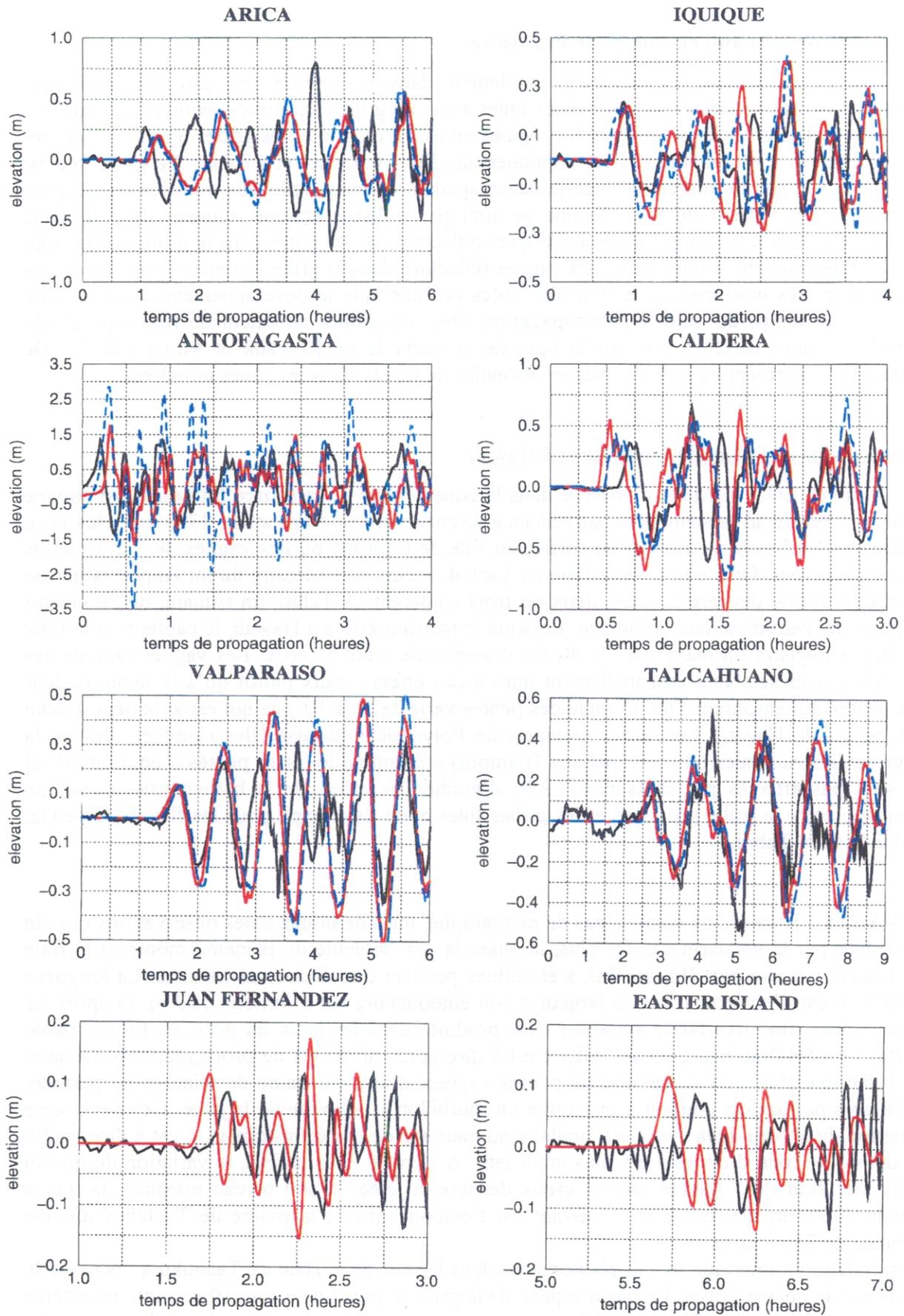


Figure 3. Comparaison entre les vagues simulées et enregistrées par les marégraphes chiliens. Ligne noire continue : enregistrement. Ligne rouge continue : calcul avec la source décalée. Ligne bleue pointillée : calcul avec la source de Ruegg (1996)

3. Impact du tsunami en Polynésie Française

Les longueurs d'onde des tsunamis diminuent dans les régions en eau peu profonde. L'utilisation des modèles aux différences finies à pas de grilles uniformes requiert un couplage entre les grilles grossières couvrant les régions en eau profonde et les grilles fines couvrant les zones côtières. Cette méthode a été appliquée aux Iles Marquises et à Tahiti. La grille fine est initialisée sur ses frontières par interpolation spatiale et temporelle des données de la grille grossière. Les valeurs de la grille fine ne sont pas utilisées comme données dans la grille grossière puisqu'il est supposé que les vagues réfléchies par les côtes dans la grille fine ne sont pas fondamentalement différentes des vagues réfléchies dans la grille grossière. Pour les grilles fines, les ondes non linéaires le long des côtes ont impliqué le développement d'une version implicite en temps du modèle de propagation. Des possibilités de calcul de Run Up ont été introduites dans cette version sur la base de la méthode de Kowalik et Murty (1993). De même, un frottement est calculé avec les formules de Chézy dans les zones inondées.

Observations en Polynésie Française et à Hawaii

Le 30 juillet 1995, le tsunami observé dans la zone proche de la source fut considéré comme mineur. L'alerte au tsunami et sa surveillance furent annulées. Cependant, 13h30mn plus tard, il atteignit les Iles Marquises et en particulier l'île de Hiva-Oa où des vagues de 2 à 3 mètres furent observées dans le port de la Baie de Taahuku. Plusieurs bateaux furent emportés par un tourbillon formé derrière la jetée, deux ou trois coulèrent. A Tahiti, un tsunami de 20 cm fut observé, ne causant aucun dommage. Lorsque le tsunami arriva à Hawaii, le capteur de la Baie de Hilo enregistra un maximum de 80 cm d'amplitude crête à creux. Les vagues élevées des Iles Marquises semblent essentiellement dues à des effets locaux plutôt qu'à la faible raideur des pentes qui entourent l'île. L'angle des pentes varie de 5° à 10°, ce qui est supérieur à celui des pentes de Hawaii. Les autres archipels de Polynésie Française (Iles Gambier, Iles de la Société, Iles Australes ou l'archipel des Tuamotu) présentent de fortes pentes d'environ 30° et ne sont pas affectés par ce tsunami. Afin d'étudier les effets de la bathymétrie locale, un couplage entre la grille grossière et les grilles fines a été développé pour les Iles de Hiva-Oa, Nuku-Hiva et Tahiti.

HIVA-OA : Hiva-Oa ne dispose pas de marégraphe, mais de nombreuses observations ont été recueillies par la gendarmerie. De plus, la phase la plus violente du tsunami, montrant la Baie de Taahuku et son port (Figure 7a), a été filmée pendant une dizaine de minutes. La longueur de la baie est d'environ 1 km, la largeur à son embouchure est d'environ 500 m. D'après les observations, une très faible agitation s'est produite dans les eaux du port, en fin de marée haute, vers 5h00mn heure locale (HL) c'est à dire après un temps de propagation du tsunami de 10h30mn. Puis une succession de petites vagues, d'une quinzaine de minutes de période, entraînées par un fort courant a provoqué un tourbillon à la pointe de la jetée. Cette première variation du niveau de la mer a été similaire au marnage de marée maximale, c'est à dire 1m20. Le deuxième train d'ondes a été plus important. A environ 7h15mn HL, la variation du niveau de la mer était de 3 mètres crête à creux derrière la jetée. A son niveau maximal, la mer a inondé 40000 m² de terrain en pénétrant par l'embouchure de la rivière de Taahuku sur une distance de 250 mètres.

La simulation numérique de ces phénomènes dans le port de la Baie de Taahuku a nécessité le couplage de quatre grilles. Le pas d'espace de la grille la plus fine est de 10 m, cette quatrième grille couvre la Baie de Taahuku. Afin de prendre en compte la végétation dense du terrain, des coefficients de Chézy ont été introduits en s'inspirant de l'étude de Mader (1991) pour le tsunami de 1946 à Hawaii. Les calculs montrent que l'introduction du frottement a une

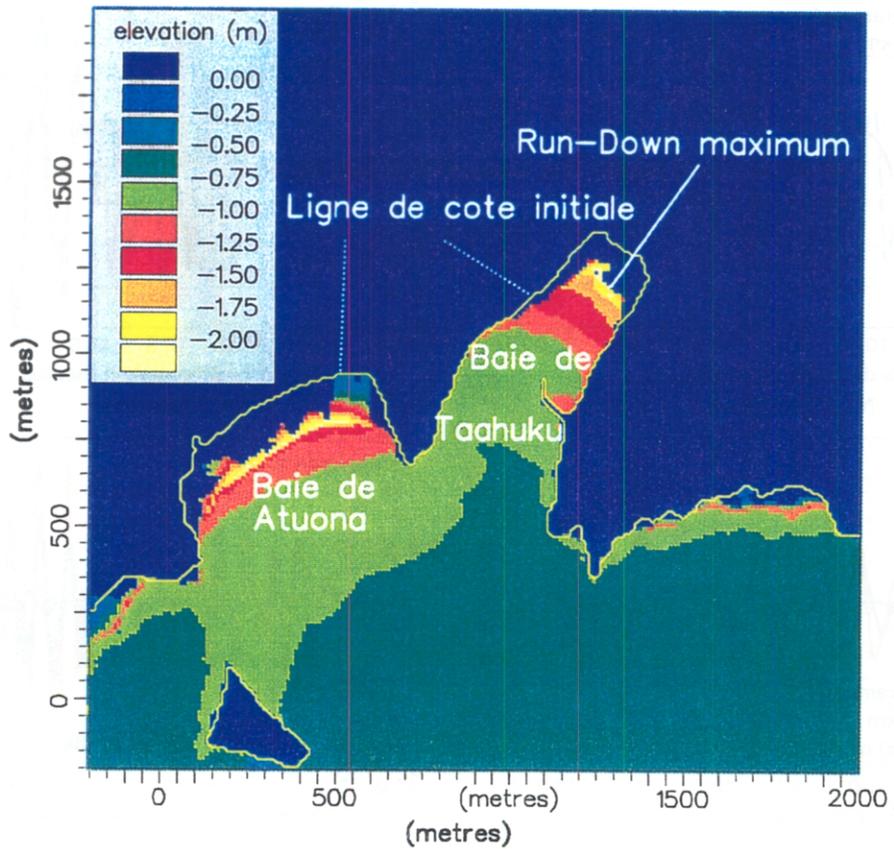
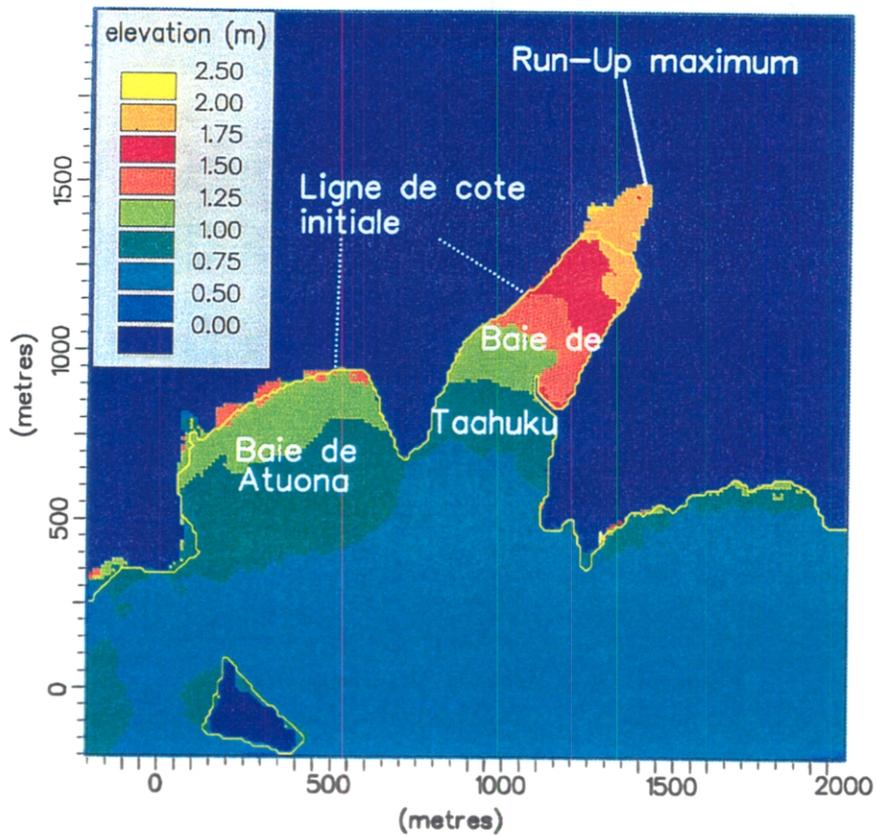


Figure 6. Elevations (a) Maximale et (b) Minimale de la surface libre atteinte durant la propagation du tsunami (Hiva-Oa).

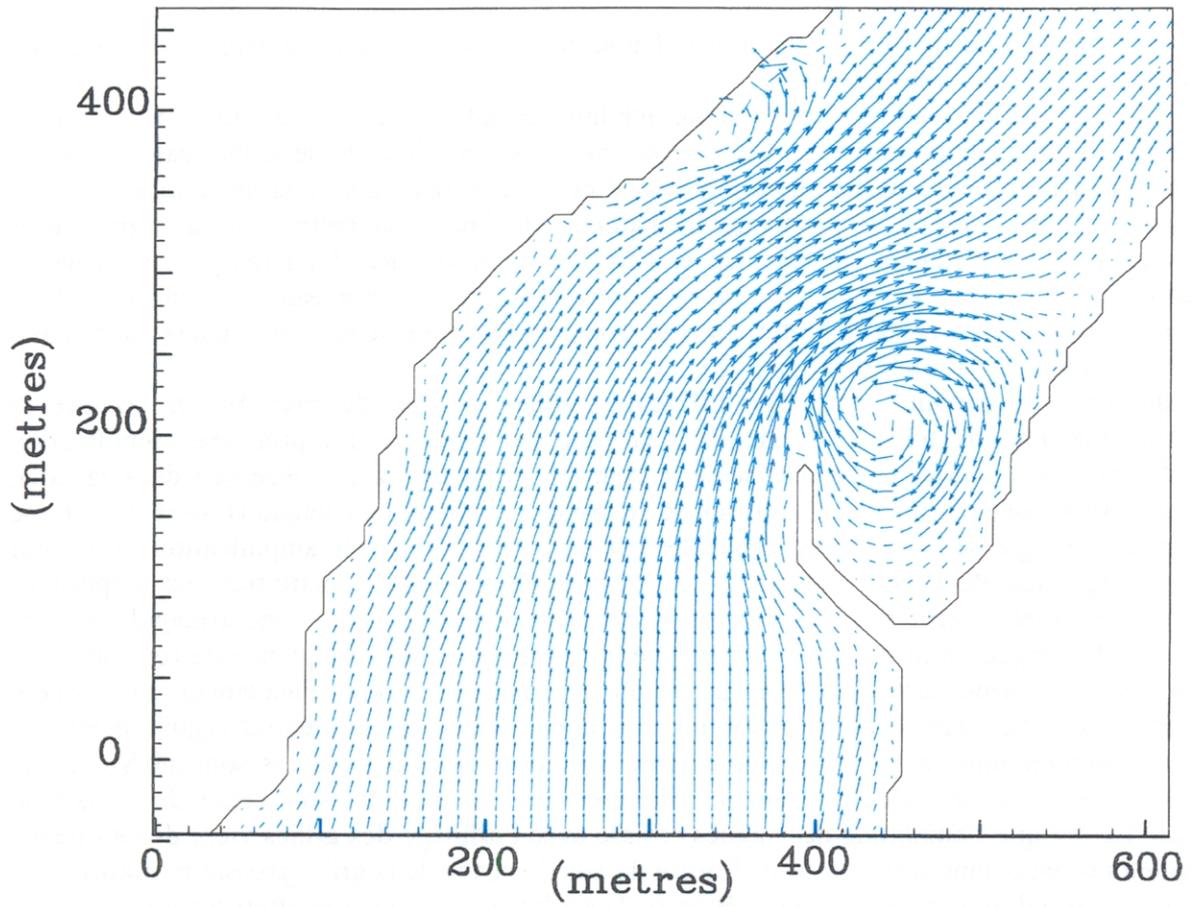


Figure 7. Tourbillon derrière la jetée de la Baie de Taahuku.
(a) Simulation après un temps de propagation de 10h50mn, (b) Observation

influence mineure sur les longueurs de Run Up et de Run Down. Seule la hauteur d'eau est un peu réduite dans les zones inondées.

La Figure 5d présente l'élévation de la surface libre calculée de part et d'autre de la jetée en fonction du temps de propagation. Les niveaux maximale et minimale de la mer calculés par le modèle sont montrés respectivement Figures 6a et 6b. Les résultats de la simulation vérifient très bien les observations, en particulier les hauteurs de vague maximum crête à creux autour de la jetée et les distances de Run Up et Run Down maximales. La jetée joue un rôle de retenue lorsque la mer se retire. Comme le montre la figure 5d, le niveau de la mer en dehors du port est inférieur à celui de l'intérieur. Les grands tourbillons générés par la jetée sont aussi bien reproduits par le modèle (Figure 7b).

La simulation numérique dans les différentes grilles permet de prendre en compte la remarquable amplification de l'onde dans la Baie de Taahuku. La première amplification significative de l'énergie est modélisée par la grille grossière et est observée dans la zone triangulaire formée par les Iles Marquises de Hiva-Oa, Mohotani et Tahuata (Figure 4), où une partie de l'énergie de la vague est probablement piégée. La deuxième amplification se produit dans la large Baie de Taaoa, située au Sud Ouest de Hiva-Oa. Dans cette baie, les amplitudes des vagues sont quatre fois supérieures à celles calculées dans la zone triangulaire. Les périodes des vagues sont d'environ 15 mn, ce qui correspond à la fréquence de résonance de cette baie de forme semi-circulaire, de rayon approximatif 5 km. Finalement, la dernière amplification a lieu dans la Baie de Taahuku où la profondeur d'eau décroît régulièrement de 15 m à l'embouchure, à 5m autour de la jetée. Les amplitudes des vagues sont alors dix fois plus élevées que celles calculées dans la grille grossière, les périodes sont celles de la Baie de Taaoa. Le fait que l'amplitude des vagues croisse avec l'affinage des grilles vient de ce que les longueurs d'onde dans la baie sont de l'ordre du pas d'espace de la grille grossière (5 km).

Ce phénomène d'amplification dans la Baie de Taahuku est donc dû aux effets locaux.

NUKU-HIVA : Le marégraphe de Nuku-Hiva est situé dans la Baie de Taiohae où les amplitudes des vagues sont de 50 cm. La modélisation du tsunami dans cette baie a nécessité le couplage de seulement deux grilles, la grille du Pacifique et une grille fine de pas d'espace 300 m. La Figure 5c montre que cette grille est suffisante pour reproduire les vagues enregistrées par le marégraphe avec une précision suffisante. Une grille plus fine améliorerait probablement les résultats. Nous noterons que les amplitudes des vagues dans la grille grossière sont inférieures à 5 cm.

TAHITI : La propagation du tsunami à Tahiti a été modélisée par un couplage de trois grilles. Le pas d'espace de la grille la plus fine est de 20 m, cette grille décrit le port de Papeete et la barrière de corail qui l'entoure. La comparaison entre les vagues calculées et enregistrées est présentée Figure 5b. La raideur des pentes sous-marines de Tahiti fait que la réponse du marégraphe au tsunami est proche de la réponse du port. L'enregistrement est reproduit de manière satisfaisante par la grille grossière. Les résultats ne sont pas améliorés de façon significative par la grille la plus fine. Les différences entre les vagues calculées et enregistrées sont probablement expliquées par la très faible amplitude des vagues (environ 5 cm) proche du niveau du bruit de fond.

4. Conclusion

La propagation du tsunami de 1995 du Chili à la Polynésie Française a été simulée en utilisant une source hydraulique calculée avec les paramètres sismiques de Ruegg et al. (1996). Les

résultats des marégraphes proches de la source montrent que la position ou les dimensions de la source sont probablement inexactes. Cependant, l'énergie de la source est correcte puisque les vagues calculées sont en bon accord avec celles enregistrées par plusieurs capteurs.

Le principal objectif de cette étude est atteint, les grandes vagues des Iles Marquises sont bien reproduites par le modèle. Les futurs développements de cette étude seront :

(i) tester d'autres sources hydrauliques pour ce tsunami,

(ii) calculer des cartes d'inondation des Iles Marquises et avertir la population des risques tsunami. Ces simulations seront appliquées à d'autres baies des Marquises pour le tsunami de 1995 et pour les tsunamis historiques avec différentes localisations des sources.

La difficulté la plus importante est maintenant d'obtenir des topographies locales très précises autour des baies, entre 0 et 10 m, puisque le Run Up des vagues est spécialement sensible à la topographie.

5. Remerciements

Les auteurs remercient le Dr Fr. Schindele du Laboratoire de Géophysique de Papeete, Tahiti, Polynésie Française, de leur avoir fourni les données bathymétriques de la Baie de Taahuku et les marégrammes.

6. Références

- Kowalik Z., Murty T.S., Numerical simulation of two-dimensional tsunami run-up. *Marine Geodesy*, 16, 87-100, 1993.
- Mader C. L., Numerical Modeling of Water Waves, *University of California Press, Berkeley, California, 1988.*
- Mader C. L., Curtis G.D., Numerical Modeling of Tsunami Inundation of Hilo Harbour. *JIMAR Contribution, No 91-251, University of Hawaii, 1991.*
- Monfret T. et al., The July 30, 1995 Antofagasta earthquake : an 'hypocritical' seismic event. *EOS Trans. AGU*, 76(46), 427, 1995.
- Okada Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, n° 4, 1135-1154, 1985.
- Ruegg J.C. et al., The Mw=8.1 Antofagasta (North Chile) Earthquake of July 30, 1995 : First results from teleseismic and geodesic data. *Geophys. Res. Letters*, vol. 23, No.9, pp 917 - 920, May 1, 1996.