



Géophysique externe, climat et environnement
L'aléa tsunami en Polynésie française : apports de
la simulation numérique

Anthony Sladen^{a,*}, Hélène Hébert^a, François Schindelé^b,
Dominique Reymond^c

^aLaboratoire de détection et de géophysique, CEA/DASE, BP 12, 91680 Bruyères-le-Châtel, France

^bCEA/DASE, service « Technologie de la mesure dans la géosphère », BP 12, 91680 Bruyères-le-Châtel, France

^cLaboratoire de géophysique, BP 640, Papeete, Tahiti, Polynésie française

Reçu le 2 octobre 2006 ; accepté après révision le 2 mars 2007

Disponible sur Internet le 23 avril 2007

Présenté par Anny Cazenave

Résumé

La Polynésie française est régulièrement affectée par les tsunamis issus du pourtour Pacifique. Des simulations numériques détaillées des cinq scénarios les plus menaçants ont été réalisées pour sept baies polynésiennes. Les baies marquisiennes sont toujours les plus exposées. Les sites de Tahiti et Rurutu sont aussi susceptibles d'être exposés, plus faiblement. L'aléa tsunami pour l'ensemble de la Polynésie a été ensuite généralisé. Les tsunamis majeurs risquent d'affecter essentiellement les îles Marquises et aussi l'île de Rurutu (Australes), mais plus rarement. Un niveau élevé est attribué aux autres îles Australes, ainsi que sur plusieurs îles de la Société (notamment Tahiti). L'archipel des Tuamotu et les autres îles de la Société sont modérément exposés aux tsunamis.

Pour citer cet article : A. Sladen et al., C. R. Geoscience 339 (2007).

© 2007 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Tsunami hazard in French Polynesia: Constraints from numerical modelling. French Polynesia is frequently struck by transoceanic tsunamis originating from around the Pacific. The numerical modelling of five scenarios defined among threatening source areas has been performed on seven Polynesian sites. The results show that the Marquesian bays are consistently most affected, while the sites in Tahiti and Rurutu are significantly exposed, though less heavily. The tsunami hazard has been then mapped for whole Polynesia. Major tsunamis are expected to hit Marquesas, and Rurutu (Australes), but less frequently. An elevated hazard level is defined for the other Australes and for several Society Islands (especially Tahiti). Tuamotu atolls and other Society Islands are only moderately exposed. *To cite this article: A. Sladen et al., C. R. Geoscience 339 (2007).*

© 2007 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

Mots clés : Tsunamis ; Cartographie de l'aléa tsunami ; Polynésie française ; Simulation numérique

Keywords: Tsunamis; Tsunami hazard map; French Polynesia; Numerical modelling

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : anthony.sladen@cea.fr (A. Sladen).

Abridged English version

Introduction

French Polynesia is located in the central Pacific Ocean, at a long distance from the main geodynamically active areas. Natural hazards affecting this intraplate region essentially consist of cyclones, landslides, and tsunamis [20,21]. The Marquesas archipelago has been repeatedly struck by far-field tsunamis, especially the 1946 and 1960 events [21].

We present here the mapping of the tsunami hazard in French Polynesia that has been undertaken in order to set up the ‘Plan de prévention du risque’ (Risk Prevention Plan). Local tsunami sources are not taken into account here, even though such events already occurred (e.g., [6]): the hazard mapping of local tsunami sources was beyond the scope of this study. The zoning of the tsunamigenic source areas has been defined. Five historical tsunamis have been numerically modelled in order to compute the expected maximum inundation levels for seven bays of Polynesia. A global mapping of tsunami hazard is also proposed for the whole Polynesia.

Approach

Tsunami hazard assessment can be carried out under either a probabilistic approach [4] or a deterministic approach based on maximising scenarios [15,24]. In French Polynesia, historical tsunami data are sparse, since very few inhabitants were present, until recently. However, the local expression *tai toko* in the Marquesas, meaning “a sea coming out of its limits” [1] underlines the frequency of the tsunami phenomenon. Even so, a deterministic approach was preferred.

Definition of tsunamigenic provinces

Relevant criteria for the definition of source provinces have been reviewed in order to estimate the potential of several geographic areas to produce tsunamis threatening French Polynesia. Source mechanisms are important, as earthquakes with significant vertical motion are more efficient at triggering tsunamis. The synthesis of trans-Pacific tsunamis likely to have reached Polynesia has been established essentially from the available catalogues HTDB [8] and NGDC [9]. One hundred and thirty-nine thrust events are listed, the oldest one coming from Peru (1586). More than 50% of the listed tsunamis come from North Pacific (including Japan) and South

America, 35% from western Pacific, and less than 15% from central and northern America.

The focusing of tsunami energy perpendicular to the fault azimuth [5,11] can also help to estimate the amount of energy that a subduction province is able to propagate as far as in French Polynesia. Three levels have been accordingly defined (Fig. 1):

- level 1 (green) stands for provinces that are not expected to generate any damage, given that the maximum of energy is not directed towards Polynesia. Tsunamis generated on the Mariana subduction seem to be essentially related to intraslab earthquakes [17], although interplate events cannot be excluded. In the Cascadia area, the 1700 tsunami was well observed in Japan [18], but the mean azimuth of such sources is not directed towards Polynesia;
- level 2 (orange) is for sources able to trigger transoceanic tsunamis provoking damage, but with a mean fault orientation not favouring an extreme impact in Polynesia (e.g., the 1952 tsunami, [21]), or with submarine features trapping and lowering the tsunami energy [5]. Sources located in southern Peru are able to trigger significant tsunamis [4,16], but often with rare observations in Polynesia, as in 1868 [14];
- level 3 (red) encompasses the most threatening source areas, able to produce a high level of damage in French Polynesia, as shown by numerous historical events from Aleutian–Alaska, North Peru, Chile, known as early as in 1586 (Peru), 1746 (North Peru, event noted in province 11), 1877 (northern Chile). As for Tonga, the travel time is short (about 3 h for Tahiti). Even though historical magnitudes do not exceed $M_s = 8.4$, the 1865 tsunami was observed in Nuku Hiva [12], and the recent $M_w = 7.9$ May 2006 tsunami reminds us of the possibility of tsunamis originating from Tonga.

Mapping of inundation

Sources. The scenarios selected for numerical modelling were chosen among the levels 2 and 3. They consist of (Table 1): (1) the Aleutian 1946 tsunami, which provoked huge damage throughout the Pacific and in all archipelagos in Polynesia [12], (2) the southern Chile 1960 tsunami, corresponding to the most extreme magnitude ever measured, for which several databases exist [25], (3) the source on the seismic gap of northern Chile (similar to the 1877 tsunami), (4) a Tonga event, reaching Polynesia in about 3 h, and (5) an event in Kamchatka, such as the 1952 one, which was the largest measured in the region.

Method. In this paper, tsunamis are generated from submarine earthquakes. The first step in tsunami modelling is to compute the initial sea-surface elevation, under the assumptions that it is equal to the sea-bottom coseismic deformation, and that the triggering is instantaneous. The initial deformation is computed through an elastic dislocation [10] using here a homogeneous slip pattern on the fault. Then the propagation is solved with a finite difference method, which solves the hydrodynamics equations under the non-linear shallow-water conditions (tsunami wavelengths are much longer than the water depth), in spherical coordinates, and taking into account the non-linear nearshore amplification, with five levels of imbricated grids [5,7]. Topography information is included in the finest grid to compute run-up values.

Results. Inundation maps have been computed in keeping the maximum computed values at each grid point, for seven Polynesian sites located in the Marquesas (Fig. 2). These distinct coastal places account for the morphological variety of the islands. We aim at confirming the various observations available, and at proposing likely expected maximum inundations.

In Hiva Oa, the results agree with the extreme observations available in 1946 and 1960 for Atuona and Tahauku. Tahauku is systematically more affected than Atuona, due to different submarine configurations. In Nuku Hiva, Taiohae is a wide, elongated bay, where the submarine slope is very mild, with an aerial topography much steeper in contrast. The 1960 event is the most striking event simulated. Omoa (Fatu Hiva) is significantly inundated by the 1877 and 1946 modelled tsunamis. The computed run-up for 1946 is slightly lower than the available observations [12], but the computed inundation is quite consistent, highlighting some uncertainties in topographic data and observations, in addition to numerical limitations.

The Papeete modern harbour was established in the 1960s in the northwestern part of Tahiti. The results, taking into account a harbour configuration modified after the 1946 and 1960 events, are all moderate, except for the 1952 source, which produces lower water levels. The topography in the rear of the main pass (the city) is rarely greatly inundated, except for the 1960 tsunami. As for Avatoru in Rangiroa, the site is surrounded by very steep submarine slopes that reflect most of the tsunami energy. The maximum impact is obtained for a 1960-like source, all other events producing less than 1-m heights. Results in Moeraï (Rurutu) are rather low, but quite agree with the few tsunami observations available. The 1946 modelling, however, rather underestimates the data.

The synthesized results (Fig. 3) confirm that the Marquesas are the most exposed, and that for all sites combined, the most threatening areas are essentially the East and Southeast Pacific, especially Chile.

Global assessment of the tsunami hazard in French Polynesia

Based on generalized modelling results [23] and on historical observations, a global tsunami hazard for Polynesia is proposed (Fig. 4). The most exposed islands are the Marquesas (more than four times a century), but also Rurutu (less frequently) [19], as some observations in Hauti indicate (Okal, pers. commun.). In Society, Tahiti, Moorea, and Huahine, exposures are elevated, whereas other islands and atolls are moderately exposed. Finally, the Tuamotu are moderately exposed (even though the exposure can increase in the rear of passes), and the Gambier has possibly an elevated exposure when referring to historical accounts.

Conclusion

Modelling results together with available observations allow proposing a tsunami hazard assessment for the whole Polynesia. The most exposed areas are the Marquesas, more than four times a century, and Rurutu (around twice a century). Tahiti, Moorea and Huahine have an elevated level of exposure, whereas Tuamotu atolls and other Society islands are moderately exposed.

1. Introduction

L'ensemble des différentes îles constituant la Polynésie française est situé en domaine intraplaque océanique, loin des principales structures géodynamiques actives. Les risques naturels majeurs affectant le territoire polynésien sont essentiellement les cyclones, les tsunamis, et les mouvements de terrain [20,21]. La sismicité connue est faible.

Les îles Marquises constituent l'archipel le plus touché par les catastrophes naturelles d'origine géophysique, majoritairement les tsunamis [19]. Ces événements ont presque toujours une origine très éloignée, essentiellement les tremblements de terre, le long des zones de subduction du Pacifique. Un tsunami d'origine locale a été observé en 1999 à Fatu Hiva [6] et, même si les effets attendus de sources gravitaires proches peuvent être considérables localement, leur étude systématique n'a pas été entreprise ici.

Plusieurs tsunamis ont été observés en Polynésie française durant le xx^e siècle, dont ceux de 1946 et de

1960, qui furent catastrophiques, surtout aux îles Marquises, comme le montre une synthèse récemment réalisée [21].

Dans le cadre de la mise en place du Plan de prévention du risque tsunami en Polynésie française, nous nous intéressons ici à la dernière partie de l'étude, qui est consacrée à l'établissement d'une cartographie de l'aléa tsunami pour les différentes îles de l'archipel. Les provinces tsunamigéniques susceptibles de générer des effets en Polynésie ont tout d'abord été répertoriées. Puis cinq séismes tsunamigéniques historiques ont été simulés en détail dans sept zones côtières, représentatives de la diversité des îles de Polynésie. Une cartographie de l'aléa tsunami pour l'ensemble de la Polynésie française est finalement proposée.

2. Approche

L'estimation du risque tsunami, pour déterminer des cartes d'évacuation ou d'inondation concernant un site donné, peut être réalisée selon une approche déterministe ou probabiliste. Dans le premier cas, on utilise des simulations numériques d'événements maximisants. Dans le second cas, on s'intéresse à des probabilités annuelles de dépassement de niveaux d'inondation donnés [4]. Le principe est alors similaire aux études probabilistes de l'aléa sismique : spécifications des caractéristiques des sources sismiques, définition de « lois d'atténuation » décrivant la propagation, puis calcul probabiliste. Comme il n'existe pas strictement de lois d'atténuation pour les tsunamis, la simulation numérique peut être utilisée pour décrire la propagation des ondes jusqu'au site étudié.

Les études probabilistes n'ont été réalisées à ce jour que pour des sites d'étude ponctuels ou peu étendus (par exemple, Acapulco [4]), et jamais sur des configurations d'îles distantes des sources. De plus, l'approche probabiliste est très délicate, car les données d'observation sont rares sur de nombreuses côtes exposées, et de différentes natures (marégrammes, *run-ups*, *flow depths*...). Ainsi, sur la zone méditerranéenne, les catalogues de tsunamis historiques ne comportent que quelques centaines de tsunamis sur les 2000 dernières années, alors que des dizaines de milliers de séismes peuvent y être recensés sur la même période [24].

Pour la Polynésie française, les cartes d'aléa peuvent difficilement être établies en partant des données historiques, trop rares. La population de la Polynésie française, réduite jusqu'à un passé récent, a observé moins de tsunamis que sur les îles Hawaï, où des bases

de données de tsunami plus complètes existent. Le terme *tai toko* existe néanmoins en marquisien (littéralement « mer qui sort de ses limites ») [1], ce qui atteste que, d'une génération à l'autre, le phénomène a été régulièrement observé.

Fondée sur des simulations détaillées qui nécessitent des grilles fines, l'approche par scénarios permet de tenir compte de sources menaçantes réalistes et pénalisantes [15,24]. Nous présentons ici une telle approche pour sept sites polynésiens, à partir de sources maximisantes définies sur le pourtour du Pacifique, au sein des provinces tsunamigéniques les plus menaçantes.

3. Définition des provinces tsunamigéniques

Définir les provinces tsunamigéniques du Pacifique consiste ici à isoler des régions de sources dont les propriétés sont cohérentes du point de vue du risque tsunami vis-à-vis de la Polynésie française. Nous ne faisons pas ici appel à la notion de période de retour, du fait de la durée trop limitée du catalogue de données. Même si une période de retour d'un séisme de subduction peut être proposée, son caractère tsunamigénique n'est pas toujours systématique, du fait qu'elle dépend de la localisation exacte de la zone de rupture, de sa profondeur et des variations du glissement.

La nature des mécanismes de rupture des séismes est un facteur important : les tsunamis sont plus efficacement générés par les mouvements verticaux impliqués dans les grands séismes de subduction. Une synthèse des séismes tsunamigéniques trans-pacifiques, susceptibles d'avoir touché la Polynésie française, a été réalisée à partir des données des catalogues de tsunamis HTDB [8] et NGDC [9], complétée par l'analyse plus détaillée de certains événements. Un ensemble de 139 séismes a été répertorié, le plus ancien datant de 1586 (Pérou). Plus de 50 % de ces séismes tsunamigéniques majeurs proviennent du Nord du Pacifique (dont le Japon) et de l'Amérique du Sud, 35 % de l'Ouest du Pacifique, et moins de 15 % de l'Amérique centrale et du Nord. Les sources principales, toutes de magnitude supérieure à 7,0, tendent à être localisées au Sud-Est et au Nord du Pacifique, ce que confirment les observations polynésiennes de tsunamis, qui concernent 15 tsunamis depuis 1837, dont dix provenant du Chili ou du Nord du Pacifique [21].

Il est aussi clairement établi que l'orientation de la zone source détermine la répartition des amplitudes du tsunami en océan profond, puisque l'énergie est contenue préférentiellement dans un lobe perpendiculaire à la

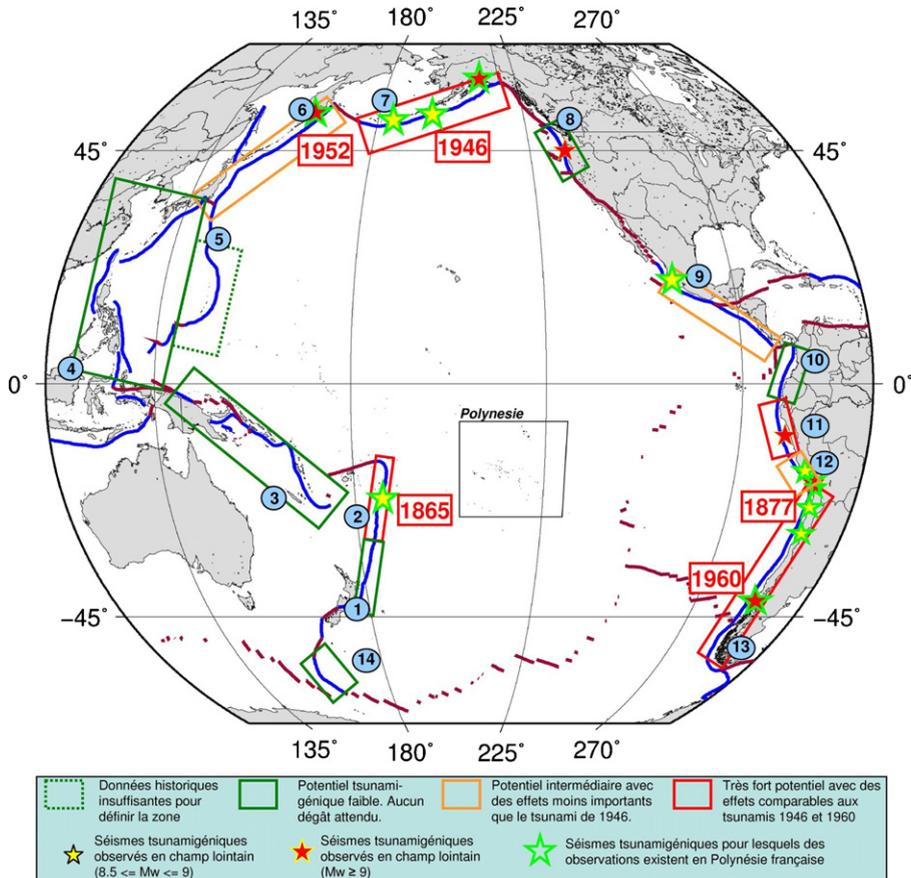


Fig. 1. Découpage des zones de subduction en trois catégories, reflétant leur potentiel à produire des tsunamis importants en Polynésie française : niveau 1 en vert (Kermadec (1), Vanuatu-Nouvelle Guinée (3), Philippines-Sud Japon (4), frontière Canada-USA (8), Equateur-Colombie (10) et subduction de Hjort (14)) ; niveau 2 en orange (Nord Japon–Kamchatka (6), Mexique–Costa-Rica (9) et Sud Pérou (12)) ; niveau 3 en rouge (Tonga (2), Aléoutiennes–Alaska (7), Nord Pérou (11) et Chili (13)).

Fig. 1. Definition of tsunamigenic subduction zones on a 3-degree scale, showing their ability to trigger tsunamis affecting French Polynesia: level 1 (green) (Kermadec (1), Vanuatu–New Guinea (3), Philippine–South Japan (4), Canada–US border (8), Ecuador–Colombia (10), and Hjort subduction (14)); level 2 (orange) (North Japan–Kamchatka (6), Mexico–Costa Rica (9) and South Peru (12)); level 3 (red) (Tonga (2), Aleutian–Alaska (7), North Peru (11), and Chile (13)).

direction de la faille source [5,11]. Les zones sismiques proches des Kermadec, de la Nouvelle-Zélande, ou bien du Nord-Ouest du Canada, ne sont donc pas les zones au plus fort potentiel tsunamigénique. Enfin, des obstacles (archipels, rides, plateaux), qui peuvent être rencontrés en cours de propagation, diminuent également le potentiel d'une zone source.

Un classement du « potentiel tsunamigénique » a été établi en s'appuyant sur ces différents éléments d'analyse, et en définissant trois niveaux (Fig. 1)

3.1. Le niveau vert

Le niveau 1 (vert) représente les limites de plaque, pour lesquelles aucun dégât n'est attendu. Ces zones de subduction sont peu sujettes à provoquer des tsunamis

dont l'énergie maximale serait orientée vers la Polynésie. Dans le cas des Vanuatu, l'arc volcanique des Tonga fait, de plus, écran à la propagation.

Dans l'archipel des Mariannes (province 5), seuls des événements *intraslab* [17] ont généré des tsunamis observés à plus de 1000 km (en général au Japon). Le mécanisme de rupture *intraslab* ne permet pas d'envisager des magnitudes bien supérieures à $M_w = 8$, et n'est donc pertinent que pour des études locales ou régionales de l'aléa tsunami. Même s'il n'est pas possible d'exclure rigoureusement les séismes interplaques, l'orientation de la limite tectonique n'est globalement pas menaçante.

L'événement représenté dans la province 8 est le séisme des Cascades de 1700, qui a provoqué un tsunami de plusieurs mètres au Japon. Même si sa

magnitude estimée est de 9,0 [18], l'azimut moyen de la faille impliquée n'en fait pas un événement menaçant la Polynésie française.

3.2. Le niveau orange

Le niveau 2 (orange) représente les zones pour lesquelles des dégâts sont attendus pour les événements majeurs. La province 6, allant du Kamchatka au point de jonction triple au large de Tokyo, est sismiquement très active. Son orientation n'est pas exactement dirigée sur la Polynésie française, et le tsunami de 1952 n'y a été observé qu'en un point [21].

Le long des côtes mexicaines, l'orientation est globalement menaçante, mais les tsunamis générés (par exemple en 1932 ou 1995) n'ont jamais induit d'effets observables en Polynésie. En outre, la ride Sud-Est-Pacifique atténue les amplitudes des tsunamis initiés sur cette subduction, en piégeant l'énergie, comme ce fut le cas en 1995 [5].

De grands séismes tsunamigéniques sont attendus pour la région 12 du Sud du Pérou, où l'on recense plusieurs très grands tremblements de terre : en 1604 (M_w estimée à 8,7), en 1868 (8,8) [3] ou, plus récemment, en 2001, un événement de magnitude $M_w = 8,4$ (voir par exemple [16]). Quelques observations disponibles sur l'événement de 1868, (notamment des dépôts de charbon, servant au ravitaillement d'un navire effectuant la liaison Panama–Nouvelle-Zélande, furent balayés sur le quai de l'île de Rapa, l'île polynésienne la plus au sud [14]), ainsi que les simulations préliminaires du tsunami de 2001, ont montré que le maximum d'énergie pour les séismes de cette province atteint seulement l'Extrême-Sud de la Polynésie ; le tsunami de 2001 n'y fut pas observé.

3.3. Le niveau rouge

Le niveau 3 (rouge) comporte les zones les plus menaçantes (risque de dégâts majeurs et de nombreuses victimes).

Les zones de subduction Aléoutiennes–Alaska, Nord Pérou et Chili ont une orientation directement menaçante pour la Polynésie française. Plusieurs séismes de magnitude supérieure à 8,5 y sont connus, qui ont généré des tsunamis dévastateurs, notamment au XX^e siècle (1946, 1957, 1960, 1964), mais également auparavant, tel le séisme de 1865 aux Tonga (événement noté dans la zone 2), de 1877 dans le Nord du Chili (zone 13), de 1746 dans le Nord du Pérou (événement noté dans la zone 11).

La zone des Tonga est proche de la Polynésie : le temps de propagation du tsunami est inférieur à 3 h (au minimum 8 h pour les autres provinces). En revanche, les plus grands séismes connus pour cette zone ne dépassent pas $M_s = 8,4$, et ont généralement des profondeurs supérieures à 100 km. Notons, cependant, que le tsunami de 1865 a été observé en Polynésie à Nuku Hiva [13] et que d'autres séismes, tel le séisme $M_w = 7,9$ de mai 2006, ont généré, depuis, des tsunamis locaux : il est donc nécessaire de ne pas écarter la possibilité de ruptures plus importantes.

4. Evaluation des inondations maximales attendues

4.1. Sources retenues

Les sources retenues sont situées dans les provinces tsunamigéniques de niveau 2 ou 3 (Tableau 1). De nombreuses sources pouvaient être envisagées au sein de ces zones, mais des azimuts variés autour du Pacifique ont été retenus, pour les événements les mieux

Tableau 1

Paramètres des sources modélisées

Table 1

Parameters from the modelled sources

	Tonga 1865	Nord du Chili 1877	Aléoutiennes 1946	Kamchatka 1952	Sud du Chili 1960
Position du centre de la faille	186,5°E 20°S	71°W 21,3°S	196,81°E 53,32°N	159,2°E 52,75°N	74,1°W 41,5°S
Profondeur du centre de la faille (km)	35	25	27	35	30
Glissement moyen (m)	5,2	10,0	10,0	6,0	18,0
Angles du mécanisme : azimut,	198°	3°	251°	214°	10°
pendage, glissement	43°	12°	25°	15°	15°
	90°	90°	90°	90°	90°
Longueur × largeur (km × km)	180 × 88	520 × 140	200 × 100	650 × 200	1000 × 150
Rigidité (GPa)	50	45	45	45	45
Moment sismique (N m)	$4,1 \times 10^{21}$	$3,3 \times 10^{22}$	$9,0 \times 10^{21}$	$3,5 \times 10^{22}$	$1,2 \times 10^{23}$
Magnitude M_w	8,3	8,9	8,6	9,0	9,3

documentés. Cinq événements ou zones à risque ont donc été modélisés, pour lesquels des observations existent sur les zones côtières ciblées :

- le tsunami initié par le séisme des Aléoutiennes du 1^{er} avril 1946, l'événement connu le plus destructeur pour la Polynésie française [12] ;
- le séisme du Sud du Chili (1960), qui a la plus importante magnitude mesurée ($M_w = 9,5$), et pour lequel il existe également un grand nombre de données en Polynésie française [25] ;
- le Nord du Chili, qui est considéré actuellement comme une zone à risque fort (la convergence y est particulièrement rapide), puisqu'aucun séisme majeur ne s'est produit depuis celui de magnitude $M \sim 9$ de 1877 ;
- la zone de subduction des Tonga, qui se distingue des autres provinces tsunamigéniques par sa position unique à l'ouest des archipels polynésiens, et également par sa proximité ;
- la zone de subduction de Kamtchatka–Kouriles–Nord Japon, où le séisme du Kamtchatka de 1952 est l'événement le plus important mesuré dans la région (magnitude 9,0). Cette source permet de compléter la liste des principaux azimuts menaçant la Polynésie française et d'identifier des effets d'amplification liés à ce paramètre.

4.2. Méthode de simulation

La méthode utilisée pour simuler les tsunamis permet de modéliser la génération des tsunamis par la déformation du fond de la mer due au séisme, la propagation des vagues, puis l'amplification et l'inondation des rivages [5,7].

La génération du tsunami est considérée comme instantanée par rapport à sa période (environ 1000 s), et on considère que la déformation initiale de la surface de l'eau est équivalente à la déformation cosismique du fond de la mer. Le champ de déplacement vertical du fond de la mer est calculé au moyen d'un modèle de dislocation élastique [10]), qui prend en compte, pour chaque scénario, une faille rectangulaire avec un glissement uniforme : une série de sous-failles, avec des glissements différents, n'apporterait que peu de détails pour des études en champ lointain.

La propagation des tsunamis générés est traitée dans l'approximation « ondes longues » non linéaires, pour laquelle les longueurs d'onde sont très supérieures à l'épaisseur de la couche d'eau. Au large, les hauteurs des vagues sont négligeables devant la profondeur, et la vitesse de propagation du tsunami, c , peut être

simplement définie en fonction de la profondeur, h , et de l'accélération de la pesanteur g : $c = (g h)^{1/2}$.

La résolution des équations décrivant la propagation du tsunami est réalisée à l'aide d'une méthode par différences finies en coordonnées sphériques. À l'approche des hauts fonds et des côtes, la période des vagues reste constante, tandis que la longueur d'onde diminue fortement. La conservation de l'énergie conduit à une augmentation non linéaire de la hauteur des vagues, qui est appréhendée numériquement au moyen de grilles bathymétriques imbriquées, de résolution croissante près des côtes : cinq niveaux de grilles sont construits depuis la grille océanique (pas de 2', soit environ 4 km), jusqu'à une grille de pas 15 à 20 m pour le port ou la baie. La topographie est incluse dans le dernier niveau de grille, afin d'estimer les *run-ups*.

La méthode de simulation ne prend pas ici en compte des phénomènes de dissipation tels que la friction ou le déferlement. Des observations et des données détaillées manquent à la fois pour affiner les modèles de terrain (répartition géographique des zones à friction importante), et aussi pour discuter les résultats finement. Cependant, une telle résolution ne modifierait pas le résultat de premier ordre visé dans le cadre de la présente étude.

Les grilles nécessaires aux modélisations ont été construites à partir de jeux de données variés, depuis les données dérivées de l'altimétrie satellitaire pour décrire l'océan, à un pas de 2' [22], jusqu'aux données côtières issues de cartes de navigation (SHOM) et de levés topographiques. Toutefois, les données très détaillées près des côtes sont rares, et seuls sept sites ont pu faire l'objet de simulations complètes. La cohérence des différents niveaux de grille est primordiale pour la stabilité numérique. Ainsi, les jeux de données sont interpolés par krigeage ordinaire [2], une approche performante qui prend en compte la distribution statistique des données via l'utilisation de semi-variogrammes. Cependant, la grande hétérogénéité des sources de données ne permet pas toujours de s'affranchir totalement de la vérification a posteriori des grilles interpolées.

4.3. Résultats

Les cartes d'inondation ont été calculées pour sept sites de Polynésie, localisés dans les archipels des Marquises (Tahauku et Atuona à Hiva Oa, Taiohae à Nuku Hiva, et Omoa à Fatu Hiva), de la Société (Papeete à Tahiti), des Tuamotu (Avatoru à Rangiroa) et des Australes (Moerai à Rurutu) (Fig. 2). Les configurations sont variables, depuis l'île haute jusqu'à l'atoll, et les observations des tsunamis du XX^e siècle y sont très

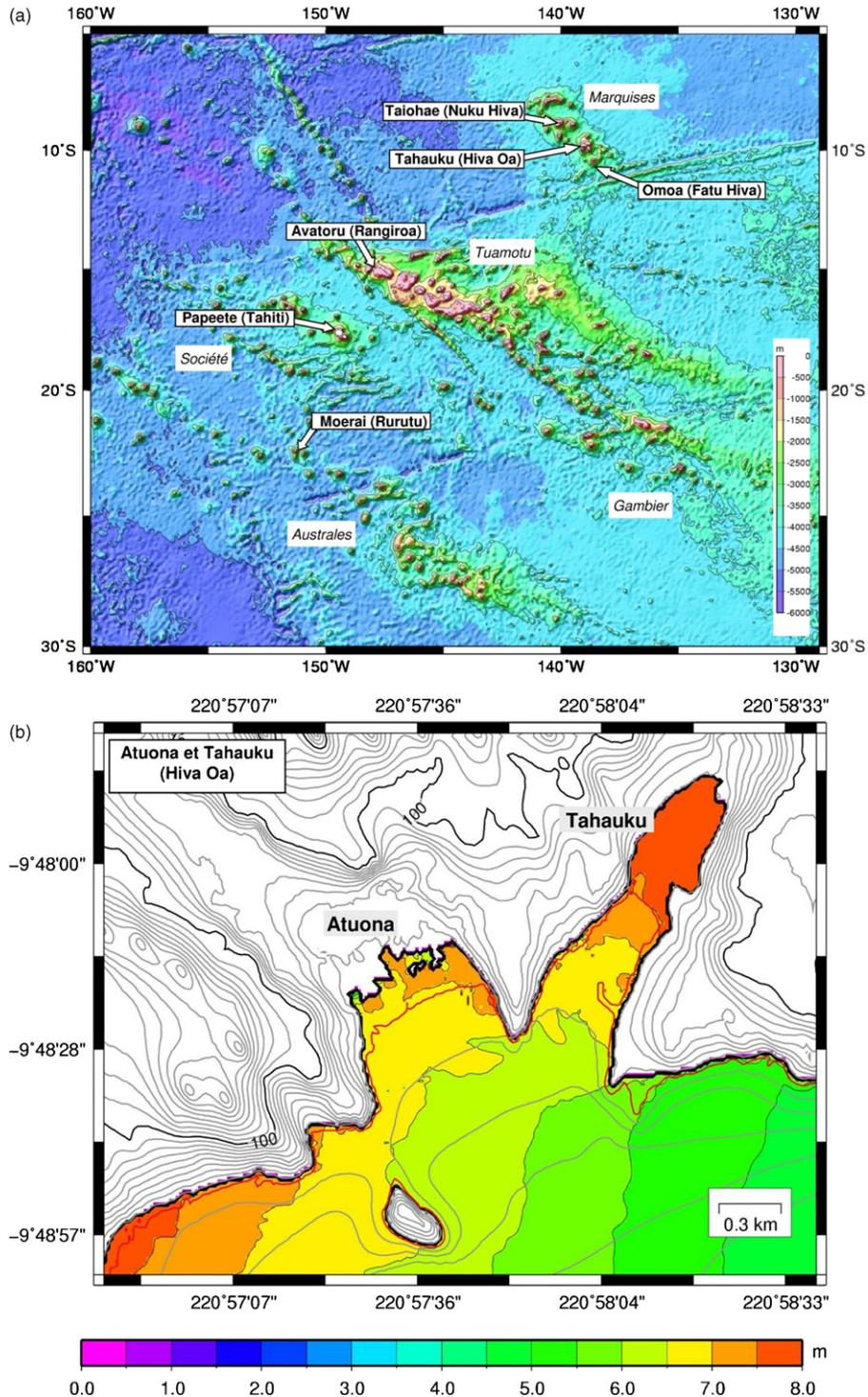


Fig. 2. Cartes d'inondation maximale cumulée pour les sept sites étudiés (localisation en haut), obtenues pour les cinq tsunamis simulés. La ligne rouge correspond au trait de côte avant inondation. La zone hachurée sur la carte d'Avatoru correspond à une zone sans données topographiques de haute résolution.

Fig. 2. Maximum inundation maps for the seven studied sites (see location on top), combined from the modelling of five scenarios. The red line shows the original coastline, before inundation. No high resolution topographic data were available for the region hatched on the Avatoru map.

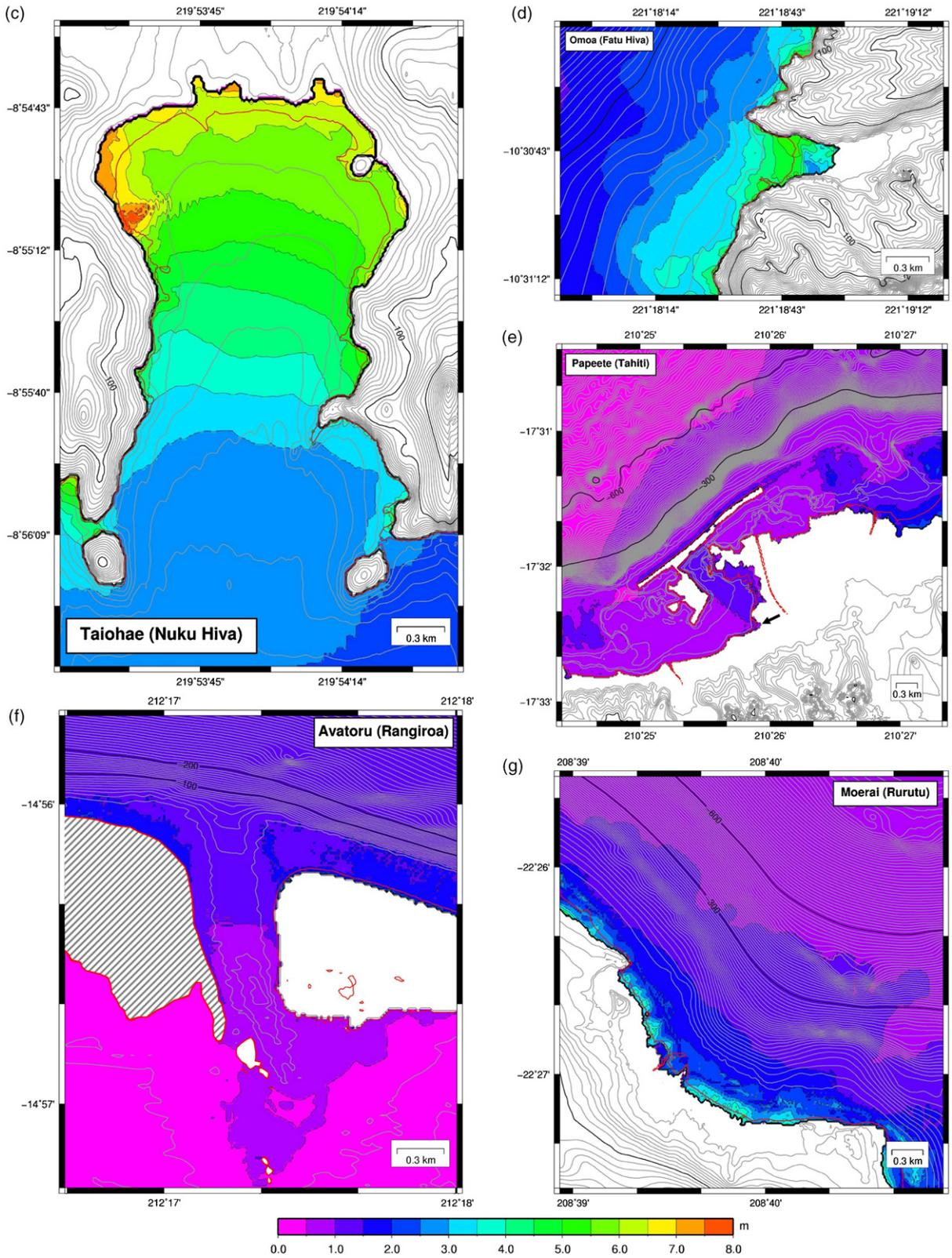


Fig. 2. (Continued).

différentes. Il s'agit donc ici de vérifier par la simulation, la variabilité des observations, et de proposer des inondations maximales plausibles, qui dépendent notamment de leur morphologie et de leur orientation.

La baie d'Atuona (Hiva Oa), très habitée, avoisine la baie étroite et profonde de Tahauku, dans laquelle se jette la rivière Faakua. Ce site a connu plusieurs inondations, celles de 1946 (à Tahauku) et de 1960 (à Atuona) étant les plus importantes. Les cas simulés pour les sources de 1877 et 1960 sont les deux événements maximisants pour les inondations, ce qui montre une plus grande sensibilité de cette partie de l'île aux tsunamis venant du sud-est. La différence d'amplification entre les deux baies est systématique pour toutes les simulations, car Tahauku est étroite et faiblement pentue, deux facteurs favorisant l'inondation, alors qu'au contraire, Atuona est une large baie, mais avec un dénivelé rapide.

La baie de Taiohae, capitale des Marquises, est située au sud de l'île de Nuku Hiva. Elle se distingue par son importante longueur (environ 3 km) et son faible dénivelé bathymétrique (environ 50 m). En revanche, la topographie est assez raide sur les 20 premiers mètres d'altitude. La carte d'inondation maximale cumulée correspond principalement à la simulation du tsunami de 1960. Les événements de Chili 1877 et Aléoutiennes 1946 ont induit des hauteurs supérieures à 3 m, alors que pour ceux des Aléoutiennes et des Tonga, celles-ci sont très inférieures.

La baie d'Omoa (Fatu Hiva) est l'un des plus petits sites étudiés. Les résultats pour les tsunamis de 1877 et 1946 ont généré les plus importantes hauteurs d'inondation. Comparés aux observations disponibles pour l'événement de 1946 [12], ils indiquent une distance horizontale calculée quasiment identique (environ 250 m), mais la hauteur calculée est surestimée d'environ 1 m par rapport à l'observation de 2,5 m. Cette différence peut être liée à l'incertitude sur le niveau de référence de la mer, l'imprécision de la mesure (généralement estimée à quelques dizaines de centimètres) ou de la source, mais elle ne remet pas en cause l'accord principal sur la surface inondée.

Le port de Papeete a été construit dans les années 1960 dans le Nord-Ouest de l'île de Tahiti, à l'intérieur d'un lagon peu profond, bordé vers le large par de fortes pentes bathymétriques. Entre la passe principale du port de Papeete à l'ouest, et une passe plus large mais moins aménagée à l'est, une importante digue ancrée sur le récif protège aujourd'hui les installations portuaires des fortes houles. Les hauteurs d'inondation calculées sont relativement proches pour les différentes simulations, hormis pour le tsunami de 1952, dont le signal synthétique est nettement plus faible. On remarque

qu'il n'y a pas d'inondation de la zone en face de la passe ouest, en dehors d'une faible remontée au niveau de la cathédrale, correspondant au cas correctement simulé de 1960 (flèche noire). Notons que les simulations sont fondées sur la configuration portuaire actuelle, contrairement aux observations antérieures à 1960. On peut également remarquer l'influence probable de l'orientation au nord de la passe est, puisque seuls les tsunamis de 1865 (venant de l'ouest) et de 1946 (venant du nord) inondent la côte en arrière.

Le site d'Avatoru est situé à proximité de l'une des deux passes principales de l'atoll de Rangiroa, l'un des plus vastes au monde (environ $80 \times 30 \text{ km}^2$). Les altitudes de la zone étudiée sont inférieures généralement à 2 m, et les pentes extérieures de l'atoll sont très abruptes. Le tsunami maximisant est celui de 1960 : l'amplitude des vagues au rivage atteint 2 m, mais la topographie, légèrement plus marquée côté océan, suffit à arrêter la propagation vers les zones plus internes. Les autres simulations de tsunami génèrent des amplitudes inférieures au mètre, insuffisantes pour provoquer la moindre inondation. Les résultats montrent aussi une nette atténuation des ondes au travers de la passe, puisque leur hauteur devient rapidement inférieure à 50 cm. Notons enfin que l'archipel des Tuamotu est composé d'un grand nombre d'atolls et de monts sous-marins, au passage desquels l'énergie du tsunami est fortement diffractée et atténuée.

Il n'existe pas beaucoup d'observations de tsunami pour la baie de Moerai (Rurutu) et, de ce fait, les niveaux d'inondation calculés sont tous très faibles. Le tsunami de 1865 produit les plus fortes amplitudes (4 m), suivi du séisme de 1960 (2,5 m), tandis que les autres événements produisent tous des vagues inférieures au mètre. Les résultats pour 1946 sont plus faibles que les observations disponibles. Le talus côtier, très raide, est probablement trop marqué dans la grille topographique utilisée et, d'autre part, la marée haute estimée à l'heure de l'arrivée du tsunami n'est pas modélisée ici : elle a pu contribuer à augmenter les inondations (marnage estimé à 1,2 m).

La synthèse des simulations réalisées pour les sept sites précise les résultats (Fig. 3). Pour la plupart des sources considérées, ce sont toujours les sites des Marquises qui sont affectés par les plus forts *run-ups* et les plus longues inondations horizontales, notamment la baie profonde de Tahauku (Hiva Oa, Marquises). Le site de Papeete (Tahiti, Société), considéré dans sa configuration portuaire actuelle, voit un impact non négligeable des tsunamis simulés, avec des *run-ups* de 1 à 2 m possibles, pour des distances d'inondation pouvant dépasser 200 m, comme ce fut le cas en 1960. Le site de Moerai (Rurutu, Australes) est modérément touché,

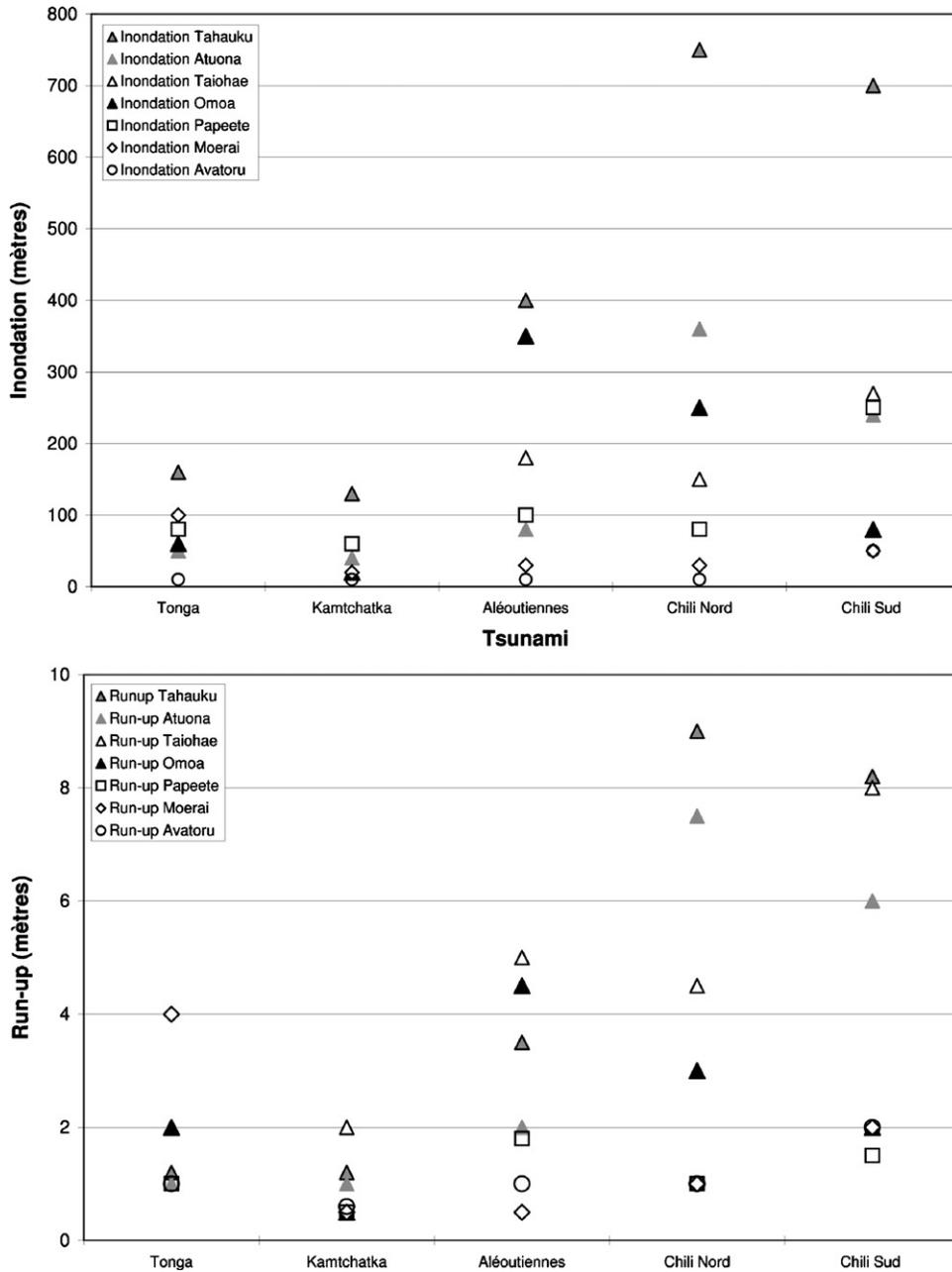


Fig. 3. Inondation et run-up pour les cinq événements modélisés. La baie de Tahauku est inondée de 100 à 500 m plus profondément que les autres baies. Les run-ups sont globalement plus forts pour les sources provenant de l’est (Chili) et du nord (Aléoutiennes), notamment pour les Marquises, mais aussi Papeete, dans une proportion inférieure. Le site de Moerai est plus sensible à la source située aux Tonga.

Fig. 3. Inundation and run-up for the five scenarios. The Tahauku Bay is inundated on distances 100 to 500 m longer than for other sites. The run-ups are generally higher for sources from East (Chile) and North (Aleutian) Pacific, especially for the Marquesas, but also for Papeete, in a smaller extent. Moerai is more sensitive to the source in Tonga.

sauf pour une source aux Tonga. Quant au site d’Avatoru (Rangiroa, Tuamotu), il est rarement touché très significativement.

Notons que, si les run-ups obtenus à Moerai sont souvent proches, voire plutôt inférieurs aux run-ups de

Tahiti, les distances d’inondation sont davantage distinctes entre les deux sites : la zone de Papeete est plus facilement inondée que Moerai, pour des run-ups comparables. Cela reflète vraisemblablement les différences de topographie côtière (la marche abrupte à

Moerai, absente à Tahiti), mais peut aussi indiquer les limites des simulations déjà évoquées pour Moerai.

Globalement, tous sites confondus, les *run-ups* et les inondations sont plus importants pour les sources provenant de l'est et du nord-est du Pacifique, avec des valeurs maximales obtenues pour la source située au Chili, spécialement au nord.

5. Cartographie de l'aléa tsunami en Polynésie française

L'évaluation du risque de tsunami pour la Polynésie française a été ici réalisée selon une approche

essentiellement déterministe, en établissant des cartes d'inondation, pour lesquelles les résultats des simulations numériques d'événements maximisants crédibles ont été utilisés. Pour généraliser ces modélisations de détails, les niveaux d'exposition à l'aléa tsunami sur l'ensemble des îles de la Polynésie française doivent être évalués à partir de ces résultats et des observations des tsunamis passés [23].

Suivant des valeurs communément adoptées par la communauté scientifique travaillant sur l'estimation de l'aléa tsunami et sur l'alerte, quatre niveaux d'exposition ont été retenus : exposition forte ou majeure (*run-up* >3 m, rouge), élevée (*run-up* de 1 à

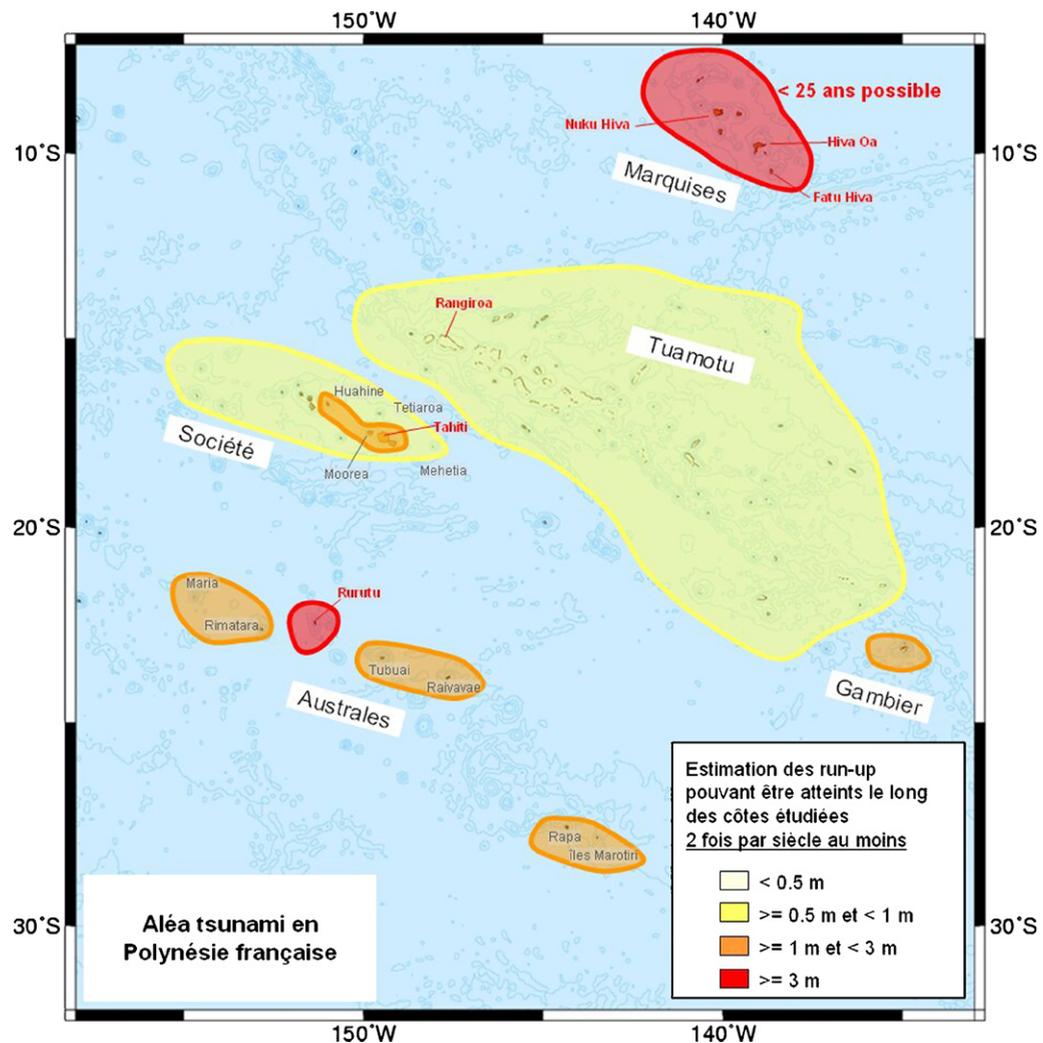


Fig. 4. Niveaux d'exposition à l'aléa tsunami pour la Polynésie française. Les Marquises peuvent être affectées par des événements majeurs plus de trois à quatre fois par siècle, Rurutu au moins deux fois par siècle. Les noms d'îles en rouge indiquent les sites modélisés en détail.

Fig. 4. Tsunami hazard exposure in French Polynesia. The Marquesas are affected possibly more than three to four times a century, while Rurutu is affected two times. Detailed numerical modellings have been conducted for islands noted in red.

3 m, orange), modérée (*run-up* de 0,5 à 1 m, jaune), faible (*run-up* <0,5 m, blanc). Il s'agit de définir dans quel niveau doit être classifiée chacune des îles, ainsi que le nombre moyen d'expositions à l'aléa par siècle (Fig. 4).

Les zones les plus exposées sont les îles Marquises, ainsi que Rurutu aux Australes, avec, cependant, la nuance que les Marquises sont touchées plus de quatre fois par siècle, plus fréquemment que Rurutu. Pour cette dernière île, les simulations sur Moerai ne semblent pas complètement représentatives de la réponse des côtes ; ainsi, le site de Hauti a été vraisemblablement plus touché en 1946 que Moerai (Okal, pers. commun.).

Dans l'archipel de la Société, Tahiti est l'île la plus exposée, mais à un degré moindre que les Marquises. Dans les îles Sous-le-Vent, les atolls et les îles bordées de lagons développés sont moins exposés (Bora Bora, Maupiti. . .). Pour les îles du Vent, Mehetia, quoique non protégée par un lagon et édifice volcanique actif non habité, et Tetiaroa, constituée d'un récif corallien, sont modérément exposées. En revanche, Huahine est plus exposée (le lagon est moins développé), et donc, du même niveau que Tahiti et Moorea. La plupart des autres îles de la Société restent donc en niveau modéré, tout du moins pour les côtes situées loin des passes.

Aucun élément ne permet d'attribuer une exposition élevée pour les Tuamotu, même si localement, en face des passes, des inondations notables peuvent se produire (ce fut le cas à Takaroa en 1960). Les Gambier sont historiquement plus exposées que les Tuamotu et un niveau élevé leur est attribué.

6. Conclusion

L'analyse des données disponibles et l'extrapolation des simulations réalisées permettent de proposer une estimation des niveaux d'exposition des différents archipels de la Polynésie française à l'aléa tsunami, pour des événements pouvant se produire au moins deux fois par siècle.

Les zones les plus exposées sont les îles Marquises, ainsi que Rurutu aux Australes, avec cependant la nuance que les Marquises sont notamment plus fréquemment touchées que Rurutu. Dans l'archipel de la Société, Tahiti est l'île la plus exposée, à un degré moindre que les Marquises, ainsi que Moorea et Huahine, où le lagon est peu développé. Quant aux atolls des Tuamotu ainsi qu'aux îles de Tetiaroa, de Mehetia et aux autres îles de l'archipel de la Société, ceux-ci sont modérément exposés aux tsunamis.

Remerciements

Cette étude a été financée par le programme ARAI financé par l'État français, le gouvernement de Polynésie française et le BRGM.

Références

- [1] J.-L. Candelot, Tai Toko ! ou l'imminence d'un cataclysme, in : Marquises, Association des historiens et géographes de Polynésie française et Centre territorial de recherche et de documentation pédagogique de Polynésie française, Éd. Polyèdre Culture, Pirae (Tahiti), 1996.
- [2] N. Cressie, *Statistics for Spatial Data* (rev. ed.), John Wiley, New York, 1993.
- [3] L. Dorbath, A. Cisternas, C. Dorbath, Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80 (1990) 551–576.
- [4] E. Geist, Probabilistic analysis of tsunami hazards, *Nat. Hazards* 37 (2006) 277–314.
- [5] H. Hébert, P. Heinrich, F. Schindelé, A. Piatanesi, Far-field simulation of tsunami propagation in the Pacific Ocean: impact on the Marquesas Islands (French Polynesia), *J. Geophys. Res.* 106 (2001) 9161–9177.
- [6] H. Hébert, A. Piatanesi, P. Heinrich, F. Schindelé, E.A. Okal, Numerical modeling of the September 13, 1999 landslide and tsunami on Fatu Hiva Island (French Polynesia), *Geophys. Res. Lett.* 29 (2002), doi:10.1029/2001GL01374.
- [7] P. Heinrich, F. Schindelé, S. Guibourg, P.F. Ihmlé, Modeling of the February 1996 Peruvian tsunami, *Geophys. Res. Lett.* 25 (1998) 2687–2690.
- [8] Historical Tsunami Database for the Pacific (HTDB/PAC) <http://tsun.sccc.ru/htdbpac>
- [9] NGDC Tsunami Event Database (NOAA-US) http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsevsrch_idb.shtml
- [10] Y. Okada, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75 (1985) 1135–1154.
- [11] E.A. Okal, Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: a review, *Nat. Hazards* 1 (1988) 67–96.
- [12] E.A. Okal, C. Synolakis, G. Fryer, P. Heinrich, J. Borrero, C. Ruscher, D.G. Arcas, G. Guille, D. Rousseau, A field survey of the 1946 Aleutian Tsunami in the far field, *Seismol. Res. Lett.* 73 (2002) 490–502.
- [13] E.A. Okal, J. Borrero, C.E. Synolakis, The earthquake and tsunami of 1865 November 17: evidence for far-field tsunami hazard from Tonga, *Geophys. J. Int.* 157 (2004) 164–174.
- [14] R.A. Proctor, The greatest sea-wave ever known, *Littell's Living Age* 106 (1870) 310–315.
- [15] T. Rikitake, I. Aida, Tsunami hazard probability in Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78 (1988) 1268–1278.
- [16] J.-C. Ruegg, M. Olcay, D. Lazo, Co-, post- and pre (?) seismic displacements associated with the M_w 8.4 southern Peru earthquake of 23 June 2001 from continuous GPS measurements, *Seismol. Res. Lett.* 72 (2001) 673–678.
- [17] K. Satake, Y. Tanioka, Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, *Pure Appl. Geophys.* 154 (1999) 467–483.
- [18] K. Satake, K. Wang, B.F. Atwater, Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, *J. Geophys. Res.* 108 (2003), doi:10.1029/2003JB002521.

- [19] F. Schindelé, D. Reymond, Tsunami Hazards in the Marquesas Islands (French Polynesia): recent observations (1994–1996), in : Proc. Workshop Tsunami risk assessment beyond 2000, Moscou, 2000, Moscou, 2001, 110–116.
- [20] F. Schindelé, D. Reymond, H. Hébert, P. Heinrich, Les risques naturels d’origine géophysique aux  les Marquises, *Geol. France* 2 (2002) 39–52.
- [21] F. Schindelé, H. Hébert, D. Reymond, A. Sladen, L’aléa tsunami en Polynésie française : synthèse des observations et des mesures, *C. R. Geoscience* 338 (2006) 1133–1140.
- [22] W.H.F. Smith, D.T. Sandwell, Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science* 277 (1997) 1956–1962.
- [23] A. Sladen, H. Hébert, F. Schindelé, Tsunami hazard in French Polynesia, *NHESS, Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 7 (2007) 195–206.
- [24] S. Tinti, A. Armigliato, The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy, *Mar. Geol.* 199 (2003) 221–243.
- [25] M.J. Vitousek, The tsunami of 22 May 1960 in French Polynesia, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 53 (1963) 1229–1236.