

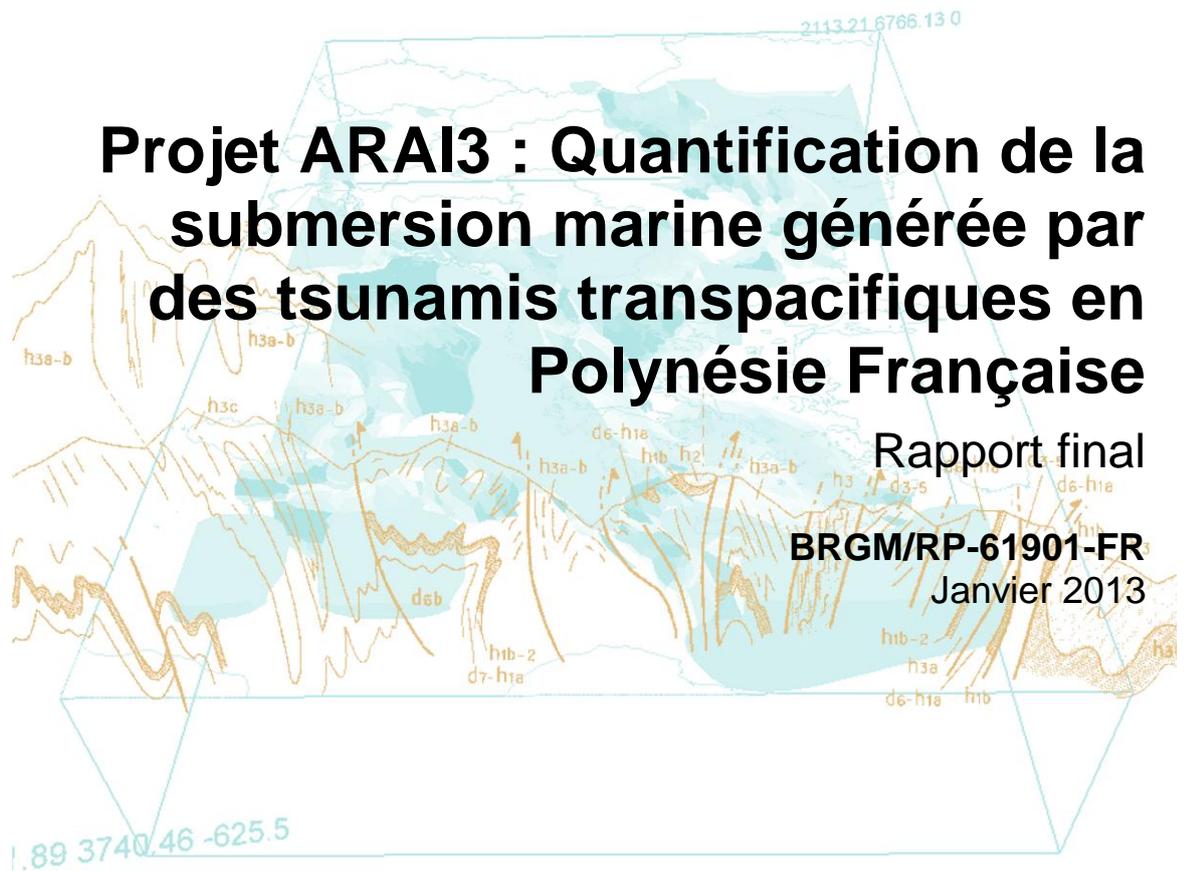


Projet ARAI3 : Quantification de la submersion marine générée par des tsunamis transpacifiques en Polynésie Française

Rapport final

BRGM/RP-61901-FR

Janvier 2013



Projet ARAI3 : Quantification de la submersion marine générée par des tsunamis transpacifiques en Polynésie Française

Rapport final

BRGM/RP-61901-FR

Janvier 2013

Étude réalisée dans le cadre des projets de Service public du BRGM 2010 10RISH23

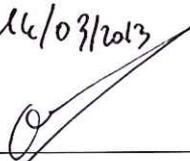
S. Le Roy, A. Lemoine et R. Pedreros

Vérificateur :

Nom : O. Sedan

Date : 16/03/2013

Signature :

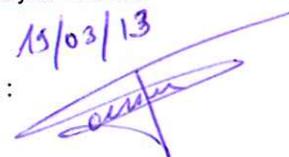


Approbateur :

Nom : Evelyne Foerster

Date : 15/03/13

Signature :



En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique, l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Mots clés : tsunami, submersion, modélisation, séisme, Polynésie Française, Tahiti, Matavai, Moorea, Opunohu

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Le Roy S., Lemoine A. et Pedreros R. (2013) – Projet ARAI3 : Quantification de la submersion marine générée par des tsunamis transpacifiques en Polynésie Française. Rapport BRGM/RP-61901-FR, 109 p., 86 ill.

Synthèse

Ce rapport s'inscrit dans le cadre du projet ARAI 3, réalisé par le BRGM pour le compte du Service de l'Urbanisme de Polynésie Française. Il s'inscrit dans le cadre de l'Action 5 (« Modélisation des houles, des niveaux d'eau et tsunamis ») de la convention n°6056 relative aux modalités de concours du BRGM en appui au programme « Risques naturels » de la Polynésie Française. Le présent rapport porte plus particulièrement sur la tâche relative à l'étude de l'aléa Submersion marine liée aux tsunamis transpacifiques.

Deux sites ont été sélectionnés par le Service de l'Urbanisme pour faire l'objet de simulations détaillées de la submersion induite par un tsunami, en prenant en compte les interactions avec le bâti existant : la **baie de Matavai**, à Tahiti, et la **baie d'Opunohu**, à Moorea. En effet, ces deux sites sont particulièrement exposés aux tsunamis de par leurs contextes (fonds de baie, protection récifale limitée...).

5 scénarios de tsunamis historiques ont été envisagés et ont fait l'objet de simulations numériques avec le code FUNWAVE-TVD à une résolution de l'ordre de 9 km (génération du tsunami à partir des mêmes descriptions que dans le programme ARAI 1 et propagation transpacifique jusqu'à la Polynésie Française). Ces 5 scénarios sont les suivants :

- Séisme des îles Tonga le 17 novembre 1865 ;
- Séisme du nord Chili le 10 mai 1877 ;
- Séisme des îles Aléoutiennes le 1^{er} avril 1946 ;
- Séisme du Kamtchatka le 4 novembre 1952 ;
- Séisme du Chili le 22 mai 1960.

Parmi ces 5 scénarios simulés à l'échelle du Pacifique, le scénario du tsunami généré par le séisme du **25 mai 1960 au Chili** s'est révélé le plus impactant pour les sites de Matavai et d'Opunohu. Ce scénario a donc fait l'objet d'une simulation régionale à plus haute résolution (2 km) au niveau de la Polynésie Française.

Cependant, d'après les observations historiques, le tsunami généré par le séisme du **1^{er} avril 1946 aux îles Aléoutiennes** a été particulièrement dévastateur à Tahiti. Ce scénario a donc également fait l'objet de simulations régionales (résolution de 1 km) au niveau de la Polynésie, afin de visualiser si ces dommages pouvaient s'expliquer par des phénomènes locaux d'amplification à la côte ou si une mauvaise description de la source tsunamigène causait une sous-estimation du tsunami.

Les deux scénarios retenus (séisme de 1960 au Chili et séisme de 1946 aux îles Aléoutiennes) ont ensuite fait l'objet de simulations fines de la submersion à terre sur chacun des 2 sites. Ces simulations ont été réalisées avec le code SURFWB à une résolution de 5 m, en prenant en compte la présence du bâti afin d'obtenir des écoulements à terre réalistes.

Outre la cinétique des événements, ces simulations permettent d'accéder à la connaissance des hauteurs d'eau et des vitesses des courants à terre. Ces résultats ont été synthétisés, pour chacun des 2 scénarios et chacun des 2 sites, à travers des cartes de hauteurs d'eau et de courants maximaux, lesquelles permettent de définir un niveau d'intensité basé sur la capacité des personnes à résister aux écoulements.

A l'issue des simulations, le scénario du **séisme du Chili en 1960 s'avère le plus pénalisant**, provoquant une submersion conséquente sur chacun des deux sites :

- Dans la baie de Matavai, les plages peuvent être affectées par des hauteurs d'eau importantes (3 m), mais l'inondation ne pénètre globalement que peu dans les rues (à l'exception de la Pointe de Vénus, où les profondeurs d'inondation peuvent atteindre 150 m avec des hauteurs d'eau dépassant le mètre). Au final, la majeure partie des zones inondées est exposée à des **intensités très fortes**, le niveau d'intensité ne décroissant que dans les zones inondées éloignées du rivage. Ces résultats sont par ailleurs cohérents avec les observations historiques disponibles au niveau de cette baie.
- Dans la baie d'Opunohu, la profondeur d'inondation est typiquement de 50 à 80 m sur les flancs de la baie, mais elle peut dépasser les 400 m en fond de baie, avec des hauteurs d'eau de 1 m à 1,5 m. En termes d'intensité, les flancs de la baie se caractérisent essentiellement par de fortes intensités, alors que le **fond de la baie** est affecté des **intensités fortes à très fortes**.
- Les cartes d'aléa existantes pour la submersion marine liée aux cyclones incluent globalement les zones exposées aux tsunamis pour une baie ouverte comme celle de Matavai, mais au fond de baies fermées comme celle d'Opunohu elles peuvent s'avérer insuffisantes pour estimer l'aléa lié aux tsunamis (sous-estimation).

D'après les simulations, le scénario du séisme des îles Aléoutiennes en 1946 se révèle sensiblement moins dommageable, ce qui n'est pas vérifié historiquement (nombreux dommages à Tahiti, et valeurs de run-up supérieures à celles rapportées en 1960). Cette sous-estimation dans les simulations numériques s'explique probablement par une description de la source tsunamigène inadaptée (la bibliographie scientifique montrant que la magnitude seule du séisme ne peut expliquer l'ampleur du tsunami, et qu'il s'agit d'un « Tsunami earthquake », probablement couplé avec un glissement de terrain sous-marin induit par le séisme). Il conviendrait donc d'améliorer la description de la source pour obtenir des simulations de submersion cohérentes avec les observations historiques.

Ces résultats, bien que limités à deux sites particuliers, permettront au Service de l'Urbanisme de Polynésie Française de mieux prendre en compte les effets des tsunamis dans l'aménagement du territoire.

Sommaire

1. Cadre de l'étude	13
2. Généralités et rappels sur le phénomène tsunami	15
3. Données topo-bathymétriques.....	19
3.1. DONNEES TOPO-BATHYMETRIQUES DISPONIBLES	19
3.2. CONSTRUCTION DES MNT / MNE	20
3.2.1. Grilles bathymétriques pour les simulations de propagation des tsunamis	20
3.2.2. Modèles Numériques d'Élévation pour les simulations de submersion ...	21
4. Génération et propagation des tsunamis	25
4.1. METHODOLOGIE MISE EN OEUVRE.....	25
4.1.1. Génération du tsunami	25
4.1.2. Propagation du tsunami à échelle transpacifique et régionale ..	25
4.2. SCENARIOS ETUDIES.....	27
4.3. GENERATION DES TSUNAMIS HISTORIQUES ETUDIES.....	30
4.3.1. Paramètres liés aux séismes tsunamigènes.....	30
4.3.2. Calcul de la déformation initiale du plan d'eau.....	32
4.4. PROPAGATION TRANSPACIFIQUE DES TSUNAMIS.....	33
4.4.1. Scénario Tonga 1865.....	34
4.4.2. Scénario Nord Chili 1877.....	36
4.4.3. Scénario Aléoutiennes 1946.....	37
4.4.4. Scénario Kamtchatka 1952	39
4.4.5. Scénario Chili 1960	40
4.4.6. Comparaison avec les simulations transpacifiques menées par Sladen <i>et al.</i> (2006).....	41
4.4.7. Sélection du scénario retenu pour la simulation de la submersion sur les sites de Matavai et d'Opunohu	43
4.5. SIMULATIONS REGIONALES DES SCENARIOS ALEOUTIENNES 1946 ET CHILI 1960 EN POLYNESIE FRANÇAISE	45
4.5.1. Scénario Chili 1960	46
4.5.2. Scénario Aléoutiennes 1946.....	49
5. Submersion à terre au niveau des baies de Matavai et d'Opunohu	55

5.1. SCENARIOS SIMULES.....	55
5.2. METHODOLOGIE MISE EN OEUVRE.....	55
5.2.1. Le code de calcul SURFWB.....	55
5.2.2. Forçages.....	56
5.2.3. Grilles de calcul.....	59
5.2.4. Marée.....	60
5.2.5. Détermination de niveaux d'intensité.....	60
5.3. RESULTATS DES SIMULATIONS DE SUBMERSION.....	61
5.3.1. Tsunami généré par le séisme de 1960 au Chili.....	61
5.3.2. Tsunami généré par le séisme de 1946 aux îles Aléoutiennes.....	74
5.4. ELEMENTS DE VALIDATION DES SIMULATIONS AU NIVEAU DE TAHITI..	87
5.4.1. Scénario du séisme de 1960 au Chili.....	87
5.4.2. Scénario du séisme de 1946 aux îles Aléoutiennes.....	94
6. Conclusion.....	101
7. Bibliographie.....	103

Liste des illustrations

Illustration 1 – Schéma de propagation d'un tsunami depuis le milieu profond jusqu'à la côte (source : http://www.prh.noaa.gov/itic/fr/library/pubs/great_waves/tsunami_great_waves.html).....	16
Illustration 2 – Caractéristiques des tsunamis au niveau du rivage (Pedreros et Poisson, 2007).....	16
Illustration 3 – Aperçu du MNE (maillage de 5 m) utilisé sur la baie d'Opunohu pour les simulations de submersion (altitude IGN en m).....	23
Illustration 4 – Aperçu du MNE (maillage de 5 m) utilisé sur la baie de Matavai pour les simulations de submersion (altitude IGN en m).....	23
Illustration 5 – Aperçu (zoom) du MNE (maillage de 5 m) utilisé sur la baie de Matavai pour les simulations de submersion (l'axe vertical est exagéré).....	24
Illustration 6 – Synthèse des scénarios tsunamigènes historiques simulés.....	29
Illustration 7 - Localisation des 5 séismes historiques tsunamigènes sur lesquels se basent les scénarios simulés. Les vagues montrent l'amplitude des tsunamis induits à un instant donné.....	30
Illustration 8 – Paramètres retenus pour le séisme des Tonga, 17 novembre 1865.....	31
Illustration 9 - Paramètres retenus pour le séisme du Nord Chili, 10 mai 1877.....	31
Illustration 10 - Paramètres retenus pour le séisme des Aléoutiennes, 1 ^{er} avril 1946.....	31

Illustration 11 - Paramètres retenus pour le séisme du Kamtchatka, 4 novembre 1952	31
Illustration 12 - Paramètres retenus pour le séisme du Chili, 22 mai 1960	32
Illustration 13 - Champs de déformation (en mètres) associés aux séismes du Kamtchatka en 1952 (a), des Aléoutiennes en 1946 (b) et des Tonga en 1865 (c)	32
Illustration 14 - Champs de déformation (en mètres) associés aux séismes du nord Chili en 1877 (a), et de Valdivia au sud du Chili en 1960 (b).....	33
Illustration 15 – Positions des jauges numériques dans les simulations transpacifiques.....	34
Illustration 16 – Scénario Tonga 1865 : Cote maximale du plan d'eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4'30") ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti	35
Illustration 17 – Scénario Tonga 1865 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu.....	35
Illustration 18 – Scénario nord Chili 1877 : Cote maximale du plan d'eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4'30") ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti	36
Illustration 19 - Scénario nord Chili 1877 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu.....	37
Illustration 20 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Cote maximale du plan d'eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4'30") ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti, le cadre clair délimite l'emprise de la simulation régionale (§ 4.5.2)	38
Illustration 21 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu.....	38
Illustration 22 – Scénario Kamtchatka 1952 : Cote maximale du plan d'eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4'30") ; l'île de Tahiti n'apparaît pas sur cette emprise (plus au sud)	39
Illustration 23 - Scénario Kamtchatka 1952 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu.....	39
Illustration 24 - Scénario Chili 1960 : Cote maximale du plan d'eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4'30") ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti, le cadre clair délimite l'emprise de la simulation régionale (§4.5.1)	40
Illustration 25 - Scénario Chili 1960 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu.....	41
Illustration 26 – Simulations menées dans la présente étude : Contours des zones où la hauteur d'eau maximale a dépassé 30 cm au cours de la propagation transpacifique de chacun des tsunamis simulés (contours colorés) et sources associées représentées par les surfaces de déformation cosismique du plancher océanique (rouge / surection et bleu / dépression) ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti.....	42

Illustration 27 – Simulations de Sladen et al. (2006) : Contours des zones où la hauteur d'eau maximale a dépassé 30 cm au cours de la propagation transpacifique de chacun des tsunamis simulés (contours colorés) et sources associées représentées par les surfaces de déformation cosismique du plancher océanique (rouge / surection et bleue / dépression)	42
Illustration 28 – Scénario Chili 1960 : Propagation du tsunami au cours du temps représentée par l'élévation de la surface de l'eau au temps donné en haut à gauche. Papeete est localisée par un triangle sur chacune des cartes.	44
Illustration 29 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Propagation du tsunami au cours du temps représentée par l'élévation de la surface de l'eau au temps donné en haut à gauche. Tahiti est localisée par un triangle sur chacune des cartes	45
Illustration 30 - Positions des jauges numériques dans les simulations régionales.....	46
Illustration 31 – Scénario Chili 1960 : Elévation de la surface de l'eau après environ 9h30min de propagation transpacifique ; ces élévations ont été utilisées pour initier la simulation régionale ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti.....	47
Illustration 32 – Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d'eau au cours des simulations régionales (résolution 1', soit environ 2 km) ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti.....	47
Illustration 33 - Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d'eau au niveau des îles de Tahiti et Moorea au cours des simulations régionales (résolution 1', soit environ 2 km)	48
Illustration 34 – Scénario Chili 1960 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau des jauges numériques situées face aux baies de Matavai et d'Opunohu.....	49
Illustration 35 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation de la surface de l'eau après environ 10 h de propagation transpacifique ; ces élévations (ajoutées aux vitesses des courants) ont été utilisées pour initier la simulation régionale ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti	50
Illustration 36 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau au cours des simulations régionales (résolution 30", soit environ 1 km) ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti	51
Illustration 37 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau au niveau des îles de Tahiti et Moorea au cours des simulations régionales (résolution 30", soit environ 1 km)	51
Illustration 38 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau des jauges numériques situées face aux baies de Matavai et d'Opunohu.....	52
Illustration 39 – Scénario Chili 1960 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau de la jauge numérique située face à la baie de Matavai et tronçon du signal conservé pour les simulations de submersion (en rouge)	57
Illustration 40 – Scénario Chili 1960 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau de la jauge numérique située face à la baie d'Opunohu et tronçon du signal conservé pour les simulations de submersion (en rouge)	57
Illustration 41 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau de la jauge numérique située face à la baie de Matavai et tronçon du signal conservé pour les simulations de submersion (en rouge)	58

Illustration 42 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau de la jauge numérique située face à la baie d’Opunohu et tronçon du signal conservé pour les simulations de submersion (en rouge)	58
Illustration 43 – Aperçu du MNE (résolution 5 m) utilisé pour un forçage homogène sur la baie de Matavai (rotation antihoraire de 52°)	59
Illustration 44 - Aperçu du MNE (résolution 5 m) utilisé pour un forçage homogène sur la baie d’Opunohu (rotation antihoraire de 75°)	60
Illustration 45 – Niveaux de marée retenus sur les baies de Matavai et d’Opunohu pour les tsunami générés par les séismes de 1960 au Chili et de 1946 aux îles Aléoutiennes	60
Illustration 46 - Méthode de définition des zones d’intensité par croisement hauteur d’eau – vitesse d’écoulement	61
Illustration 47 - Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d’eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) dans la baie de Matavai calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (résolution 5 m)	62
Illustration 48 - Scénario Chili 1960 : Hauteurs d’eau maximales à terre (en mètres) dans la baie de Matavai calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (résolution 5 m)	62
Illustration 49 - Scénario Chili 1960 : Hauteurs d’eau maximales à terre (en mètres) au niveau du sud de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (résolution 5 m)	63
Illustration 50 - Scénario Chili 1960 : Vitesses maximales des courants (en m/s) dans la baie de Matavai calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (résolution 5 m)	64
Illustration 51 - Scénario Chili 1960 : Vitesses maximales des courants (en m/s) au sud de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (résolution 5 m)	65
Illustration 52 - Scénario Chili 1960 : Niveaux d’intensité dans la baie de Matavai (résolution 5 m)	66
Illustration 53 - Scénario Chili 1960 : Niveaux d’intensité au sud de la Pointe de Vénus dans la baie de Matavai (résolution 5 m)	67
Illustration 54 - Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d’eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) dans la baie d’Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m)	68
Illustration 55 - Scénario Chili 1960 : Hauteurs d’eau maximales à terre (en mètres) dans la baie d’Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m)	69
Illustration 56 - Scénario Chili 1960 : Hauteurs d’eau maximales à terre (en mètres) au fond de la baie d’Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m)	70
Illustration 57 - Scénario Chili 1960 : Vitesses maximales des courants (en m/s) dans la baie d’Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m)	71

Illustration 58 - Scénario Chili 1960 : Vitesses maximales des courants (en m/s) au fond de la baie d’Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m).....	72
Illustration 59 - Scénario Chili 1960 : Niveaux d’intensité dans la baie d’Opunohu (résolution 5 m).....	73
Illustration 60 - Scénario Chili 1960 : Niveaux d’intensité au fond de la baie d’Opunohu (résolution 5 m).....	74
Illustration 61 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d’eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) dans la baie de Matavai calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	75
Illustration 62 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Hauteurs d’eau maximales à terre (en mètres) dans la baie de Matavai calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	75
Illustration 63 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Hauteurs d’eau maximales à terre (en mètres) au sud de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	76
Illustration 64 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Vitesses maximales des courants (en m/s) dans la baie de Matavai calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	77
Illustration 65 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Directions et vitesses maximales des courants (en m/s) au sud de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	78
Illustration 66 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Niveaux d’intensité dans la baie de Matavai (résolution 5 m).....	79
Illustration 67 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Niveaux d’intensité au sud de la Pointe de Vénus dans la baie de Matavai (résolution 5 m).....	80
Illustration 68 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d’eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) dans la baie d’Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	81
Illustration 69 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Hauteurs d’eau maximales à terre (en mètres) dans la baie d’Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	82
Illustration 70 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Hauteurs d’eau maximales à terre (en mètres) au fond de la baie d’Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	83
Illustration 71 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Vitesses maximales des courants (en m/s) dans la baie d’Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	84
Illustration 72 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Vitesses maximales des courants (en m/s) au fond de la baie d’Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m).....	85
Illustration 73 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Niveaux d’intensité dans la baie d’Opunohu (résolution 5 m).....	86
Illustration 74 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Niveaux d’intensité au fond de la baie d’Opunohu (résolution 5 m).....	87

Illustration 75 - Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d'eau au niveau des îles de Tahiti et Moorea au cours des simulations régionales (résolution 1', soit environ 2 km) ; les chiffres indiqués sur la carte montrent les valeurs de run-up relevées lors du tsunami de 1960 (Vitousek, BSSA, 1963).....	88
Illustration 76 – Scénario Chili 1960 : En haut, enregistrement du marégraphe de la baie de Matavai (Vitousek, 1963) ; En bas, variations du niveau de la mer pendant les simulations transpacifique et régionale au niveau des jauges numériques situées face à la baie de Matavai (positions représentées à l'illustration 15)	90
Illustration 77 –Position du marégraphe de Matavai et valeurs de run-up liées au tsunami du 22 mai 1960 au nord de Tahiti (d'après Vitousek, 1963)	91
Illustration 78 – Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d'eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) au niveau de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (simulation de submersion à résolution 5 m)	91
Illustration 79 –Position du marégraphe de Matavai sur la carte nautique du SHOM et position de la jauge numérique équivalente utilisée dans les simulations.....	92
Illustration 80 – Scénario Chili 1960 : Enregistrement marégraphique du tsunami du 22 mai 1960 en baie de Matavai (d'après Vitousek, 1963) en haut, et hauteur d'eau au niveau du marégraphe issu de la simulation de submersion ; la date est indiquée en heure locale (T.U. -10 h)	93
Illustration 81 – Observations du tsunami du 01 avril 1946 au nord de Tahiti (à gauche) et à l'est de Tahiti (à droite) d'après Reymond et Okal (2005)	95
Illustration 82 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau au niveau des îles de Tahiti et Moorea au cours des simulations régionales (résolution 30", soit environ 1 km) ; les chiffres indiqués sur la carte montrent les valeurs de run-up / hauteurs de vagues indiquées lors du tsunami de 1946 par Reymond & Okal (2005)	95
Illustration 83 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) au niveau de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (simulation de submersion à résolution 5 m).....	96
Illustration 84 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) au niveau de la Plage Lafayette (baie de Matavai) calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (simulation de submersion à résolution 5 m).....	97
Illustration 85 – Scénario Chili 1960 : Niveaux d'intensité au niveau de la Plage Lafayette dans la baie de Matavai (plages colorées) et aléa submersion marine liée aux cyclones (hachures)	98
Illustration 86 – Scénario Chili 1960 : Niveaux d'intensité au fond de la baie d'Opunohu (plages colorées) et aléa submersion marine liée aux cyclones (hachures)	99

1. Cadre de l'étude

La présente étude s'inscrit dans le cadre du projet ARAI 3, réalisé par le BRGM pour le compte du Service de l'Urbanisme de Polynésie Française. Elle s'inscrit dans le cadre de l'Action 5 (« Modélisation des houles, des niveaux d'eau et tsunamis ») de la convention signée entre le BRGM et la Polynésie Française, concernant l'appui au programme « Risques naturels ». Le présent rapport porte plus particulièrement sur la tâche relative à l'étude de l'aléa Submersion marine liée à un tsunami transpacifique.

Lors des programmes ARAI précédents, la thématique « tsunami » a été abordée sous deux aspects :

- Simulations numériques de tsunamis transpacifiques, réalisées en collaboration avec le CEA (Programme ARAI 1 : Sladen *et al.*, 2006) ;
- Identification des instabilités côtières dans l'île de Fatu Hiva et simulation numérique des tsunamis historiques et potentiels associés (Programme INSTACOT, Des Garets *et al.*, 2006) ;
- Identification des instabilités côtières et simulation numérique des tsunamis potentiels associés (programme ARAI 2 : Nachbaur *et al.*, 2010).

Dans le cadre d'ARAI 3, l'objectif consiste à développer l'étude menée dans ARAI 1 en prolongeant les simulations numériques de tsunamis transpacifiques jusqu'à une échelle locale, afin de quantifier la submersion induite par les tsunamis sur 2 sites choisis par le Service de l'Urbanisme (baies de Matavai, à Tahiti, et baie d'Opunohu, à Moorea).

Initialement, ce travail devait s'appuyer sur les simulations transpacifiques menées par le CEA (Sladen *et al.*, 2006). Ces données n'ayant pu être obtenues pour la présente étude, l'ensemble des scénarios étudiés a finalement fait l'objet de nouvelles simulations (génération et propagation transpacifique), sur la base des mêmes hypothèses (description des sources tsunamigènes).

Ces simulations, menées à haute résolution, doivent permettre d'affiner les zones exposées aux tsunamis, et de mieux prendre en compte leurs effets dans l'aménagement. Pour cela, l'inondation générée par le tsunami est simulée en tenant compte du bâti et des structures côtières, ces ouvrages pouvant modifier sensiblement l'inondation en termes d'emprise géographique, de hauteur d'eau et de vitesses des courants.

2. Généralités et rappels sur le phénomène tsunami

Un tsunami (*du japonais tsu : port et nami : vague*) correspond à une série de vagues provoquée par une action mécanique brutale et de grande ampleur au niveau d'une mer ou d'un océan. Ces actions sont le plus souvent d'origine tectonique, volcanique ou liées à des glissements de terrain, mais un impact météoritique peut aussi en être la cause.

Suite à leur génération, les tsunamis se propagent dans toutes les directions, parfois sur plusieurs milliers de kilomètres, jusqu'à atteindre les côtes. Seuls les tsunamis les plus importants inondent ces dernières.

Les tsunamis peuvent ainsi être décrits selon 3 phases : la génération, la propagation et l'inondation.

A la phase de **génération**, les tsunamis se caractérisent par des périodes (**T**, durée entre deux vagues consécutives) allant de quelques minutes (généralement liés à des glissements terrain) à plus d'une heure lorsqu'ils sont causés par des événements tectoniques majeurs. Les longueurs d'onde associées (**L**, distance entre deux vagues consécutives) peuvent alors varier de plusieurs dizaines à quelques centaines de km. Bien souvent, L est largement supérieure à la profondeur (**P**). Dans ce cas, les tsunamis obéissent à la théorie des « ondes longues » qui prévoit une vitesse de propagation (**V**) homogène sur toute la tranche d'eau. V peut être alors approchée par la relation :

$$V = \sqrt{g \times P} \quad \text{où } g \text{ correspond à l'accélération terrestre (9.81).}$$

Ainsi en se **propageant** vers la côte, l'onde rencontre des profondeurs de plus en plus faibles en faisant chuter sa vitesse : par exemple, de 943 km/h à 7000 m de profondeur à 36 km/h à 10 m de profondeur (Illustration 1). Cela implique également une diminution de L ($L = V \times T$). Comme la quasi-totalité de l'énergie transportée par le tsunami est conservée lors de sa propagation, cela implique l'augmentation des hauteurs des vagues en eau peu profonde (*étape de gonflement*).

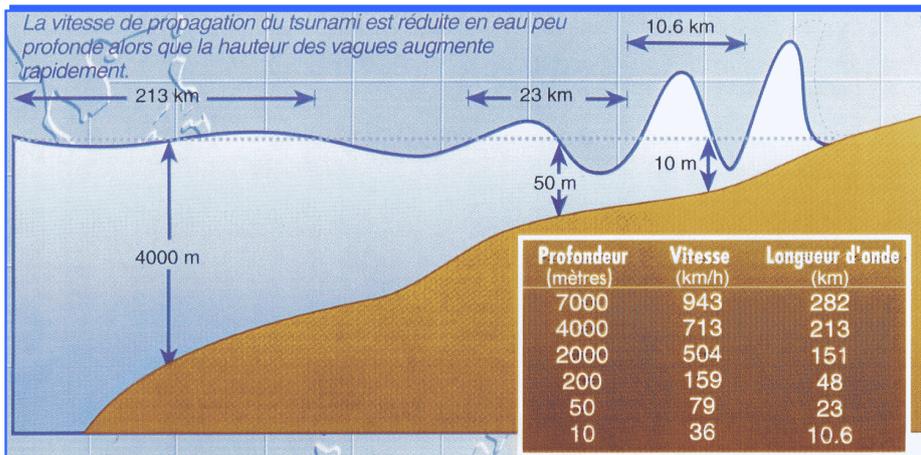


Illustration 1 – Schéma de propagation d'un tsunami depuis le milieu profond jusqu'à la côte (source : http://www.prh.noaa.gov/itic/fr/library/pubs/great_waves/tsunami_great_waves.html)

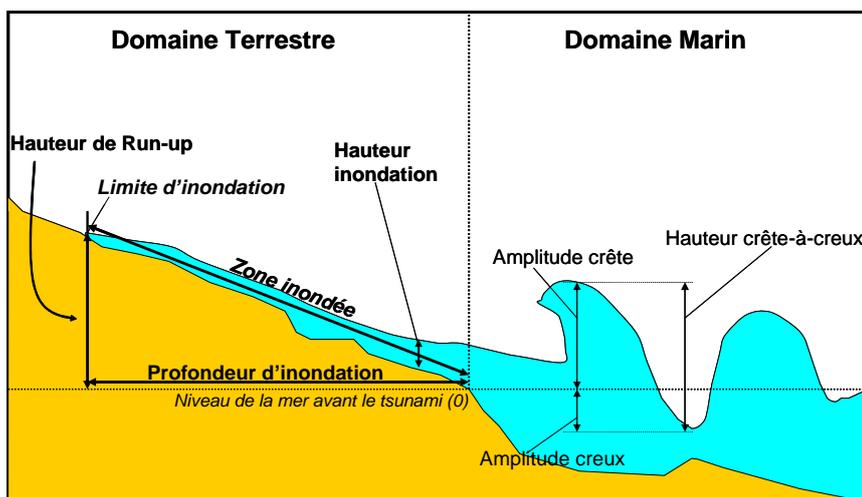


Illustration 2 – Caractéristiques des tsunamis au niveau du rivage (Pedreros et Poisson, 2007)

Il existe un seuil, défini par le rapport entre la hauteur des vagues et la profondeur de l'eau, au-delà duquel les vagues déferlent en contribuant à la dissipation de l'énergie. Il convient toutefois de noter que compte-tenu de leurs caractéristiques, la plupart des tsunamis ne déferlent pas.

A noter que la hauteur des vagues correspond à la somme de l'amplitude de la crête et l'amplitude du creux (hauteur crête-à-creux, Illustration 2). Dans le domaine marin, l'amplitude des crêtes équivaut donc à l'élévation maximale du plan d'eau.

L'inondation du domaine terrestre dépendra des caractéristiques du tsunami près du rivage (amplitude, période et longueur d'onde des vagues) et de la topographie côtière. En cas d'inondation, le tsunami ne se comporte plus comme une onde mais comme un torrent qui sera plus ou moins chenalisé par la topographie et d'éventuelles rivières ou

canaux. Il interagira également avec la végétation, les ouvrages et le bâti côtiers. La limite d'inondation, correspondant à l'enveloppe de l'excursion maximale de l'eau dans le domaine terrestre, permet de caractériser cette zone inondée. On parle de **hauteur du run-up** et de **profondeur d'inondation** comme étant respectivement l'altitude et la distance horizontale de la limite d'inondation par rapport au niveau de la mer avant le tsunami. Localement, on peut également s'intéresser à **la hauteur (ou épaisseur) d'inondation** qui équivaut à la différence entre les altitudes du plan d'eau et celle du substrat.

Il est à noter que les mécanismes de génération des tsunamis peuvent être plus complexes et que des interactions existent entre les différentes sources (tectonique, volcanique, glissements de terrain,...). Par exemple, un séisme de faible magnitude peut provoquer un glissement sous-marin de grande ampleur à l'origine d'un tsunami dévastateur.

Enfin, à proximité du rivage, les tsunamis subissent des phénomènes comme la diffraction, la réflexion, la dissipation par frottement et déferlement, le piégeage d'ondes (ondes de coin), ... qui accentueront ou diminueront les effets des vagues en fonction de la physiographie locale.

3. Données topo-bathymétriques

Les simulations numériques de propagation des tsunamis et de la submersion induite à terre nécessitent comme données d'entrée des grilles topo-bathymétriques de différentes emprises et résolutions spatiales.

3.1. DONNEES TOPO-BATHYMETRIQUES DISPONIBLES

- **GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans)**

Ces grilles sont extraites de la grille de la base mondiale GEBCO_08 (General Bathymetric Chart of the Oceans). GEBCO a pour objectif de fournir des données bathymétriques fiables pour l'ensemble des océans du globe. Ce produit est soutenu par les Nations Unies (UNESCO) ainsi que par la commission océanographique intergouvernementale (IOC). Les grilles fournies par GEBCO résultent d'une compilation à l'échelle du globe de sondages bathymétriques et de données issues de l'altimétrie satellitaire. Les grilles sont accessibles librement au téléchargement (www.gebco.net). La grille utilisée ici pour les simulations de tsunamis transpacifiques (GEBCO_08) est construite à partir de pixels de 30 arc-secondes d'intervalle (environ 900 m).

- **Données SRTM + (Shuttle Radar Topography Mission)**

Les données topographiques SRTM, issues d'acquisitions satellitaires, sont librement accessibles et présentent un maillage de 3" (soit environ 90 m à l'équateur). Elles sont complétées en mer par les données GEBCO_08.

- **Données du SHOM : Sondes numériques et cartes marines**

Les sondes bathymétriques réalisées (et qualifiées) par le SHOM ont été fournies directement par le Service de l'Urbanisme. En Polynésie Française, la résolution spatiale de ces sondes est assez variable, et les données sont notamment très rares dans les lagons très peu profonds (hors des zones navigables) et au niveau (et au-delà) des tombants (donc au-delà de quelques centaines de mètres de profondeur).

Ces sondes ont été localement complétées par la digitalisation des sondes et contours iso-bathymétriques reportés sur les cartes de navigation produites par le SHOM.

- **Autres données bathymétriques du SAU (Service de l'Urbanisme)**

Diverses données bathymétriques proches de la côte ont été fournies par le Territoire de Polynésie Française. Ces données sont souvent très denses (sondeur multifaisceaux), mais ne couvrent en général que des zones restreintes.

Parmi les jeux de données fournis par le Service de l'Urbanisme, 2 ont été exploités dans le cadre de la présente étude :

- Baie d'Opunohu à Moorea ;
- Tour de l'île de Moorea (parmi ces données, celles localisées dans la baie d'Opunohu ont été exclues au vu de la densité déjà disponibles).

• **Données topographiques du SAU (Service de l'Urbanisme)**

Les MNT (Modèles Numériques de Terrain) ont été fournis directement par le Service de l'Urbanisme à des résolutions de 5 m pour l'intégralité des îles de Moorea et de Tahiti, et à une résolution de 2 m sur le secteur de Papeete et Matavai. Les données topographiques utilisées dans le cadre des présents travaux correspondent directement à ces MNT et présentent donc des résolutions de 5 m pour la baie d'Opunohu et de 2 m pour la baie de Matavai.

• **Compléments ponctuels sur base d'images satellites**

Les sondes bathymétriques étant absentes, ou du moins relativement rares, au niveau des récifs, des corrections et compléments ont été apportés manuellement en s'appuyant sur l'analyse d'images satellites pour représenter au mieux les zones sub-affleurantes des récifs.

3.2. CONSTRUCTION DES MNT / MNE

Diverses grilles topo-bathymétriques sont nécessaires à la réalisation des simulations numériques, suivant la résolution et l'emprise nécessaire. Au final, 3 niveaux de grilles ont été utilisés dans le cadre de la présente étude :

- Grilles bathymétriques de grandes emprises pour la simulation de la propagation transpacifique des tsunamis ;
- Grilles bathymétriques plus résolues et d'emprises moyennes pour les simulations de propagation à échelle régionale ;
- Modèles numériques d'élévation à très haute résolution pour les simulations de submersion à terre ; ces modèles numériques d'élévation intègrent à la fois la bathymétrie et la topographie au niveau du site concerné, auxquels sont superposés les éléments pérennes d'occupation du sol susceptibles d'interagir avec les écoulements hydrodynamiques (ouvrages maritimes et bâti notamment, les éléments temporaires ou supposés trop fragiles pour résister à l'eau n'étant pas pris en compte).

3.2.1. Grilles bathymétriques pour les simulations de propagation des tsunamis

Les grilles bathymétriques utilisées pour simuler la propagation des tsunamis depuis leurs sources jusqu'à la Polynésie Française ont été construites directement à partir des données GEBCO_08 (paragraphe 3.1) afin de couvrir l'ensemble du bassin

Pacifique. Les grilles bathymétriques ont été réalisées en coordonnées sphériques à 3 résolutions différentes :

- 4'30" (soit environ 9 km) : génération du tsunami et propagation transpacifique depuis la source jusqu'aux abords de la Polynésie Française ; Pour chacun des scénarios envisagés (paragraphe 4.2), la grille a été restreinte à une emprise minimale selon la localisation de la source par rapport à la Polynésie, afin d'optimiser les temps de calcul.
- 1' (soit environ 2 km) ou 30" (soit environ 1 km) : propagation du tsunami à échelle régionale, à l'approche de la Polynésie Française ; là encore, l'emprise de la grille a été adaptée selon la position de la source par rapport à la Polynésie Française. 2 résolutions différentes ont été nécessaires, du fait de la méthode retenue pour l'emboîtement des calculs (paragraphe 4.1.2) et d'une limite en termes de nombre de mailles de calcul sur le code utilisé.

3.2.2. Modèles Numériques d'Élévation pour les simulations de submersion

Les grilles MNE (Modèle Numérique d'Élévation) correspondent aux grilles MNT, à ceci près qu'elles intègrent les éléments pérennes d'occupation du sol susceptibles d'interagir avec les écoulements hydrodynamiques (bâtiments, murs...). Elles ne sont donc nécessaires que sur les 2 sites retenus par le SAU pour les simulations de submersion : les baies de Matavai (Tahiti) et d'Opunohu (Moorea).

Construction des grilles MNE

Les grilles MNE ont été réalisées et manipulées dans la projection géographique RGPF UTM6S dédiée à la Polynésie Française, les altitudes étant exprimées par rapport au zéro IGN (correspondant au niveau moyen de la mer, et situé 0,3 m au-dessus du zéro hydrographique), en utilisant le logiciel Surfer (Golden Software).

Compte-tenu de la diversité des données disponibles, les méthodes d'interpolation sont variables suivant la résolution des données considérées (« natural neighbour », triangulation par interpolation linéaire...).

La bathymétrie a été constituée à partir de l'assemblage des sondes du SHOM et des données bathymétriques fournies par le SAU, complétées localement par des corrections apportées sur la base d'images satellite (récifs). La topographie est quant à elle directement issue des MNT fournis par le SAU (résolution de 2 m pour la baie de Matavai et de 5 m pour la baie d'Opunohu).

Prise en compte du bâti

Les seules données disponibles relatives au bâti sont celles fournies par le Service de l'Urbanisme concernant l'occupation du sol sur les îles de Moorea et de Tahiti. Ces données rassemblent à la fois des informations ponctuelles, linéaires et surfaciques.

Pour une intégration au modèle numérique d'élévation, seules ces dernières (informations surfaciques) ont été considérées.

Dans le secteur d'Opunohu (Moorea), les couches prises en compte pour l'intégration du bâti au MNE sont les suivantes :

- « Activités de loisirs » à l'exclusion des bungalows sur pilotis, au-dessus du lagon, de l'Hôtel Sheraton (seul le bâti à terre a été intégré) ;
- « Bâtiments publics » ;
- « Habitations ».

On peut noter que les couches « Ruines » et « Dalles » n'ont pas été prises en compte par manque d'information sur la nature exacte des polygones, et que la couche « Secours-Sécurité » ne concerne pas le secteur d'Opunohu.

Dans le secteur de Matavai (Tahiti), les couches prises en compte pour l'intégration du bâti au MNE sont les suivantes :

- « Bâti enseignement » ;
- « Bâti gestion eau énergie » ;
- « Bâti indifférencié » ;
- « Bâti professionnel », à l'exclusion des polygones renseignés comme des « serres » car ce type de bâti est supposé ne pas résister à un tsunami ;
- « Bâti public » ;
- « Bâti remarquable » ;
- « Réservoirs d'eau potable » ;
- « Postes électriques ».

On peut noter que parmi les couches surfaciques ont été exclues celles relatives aux « cimetières », « terrains de sport » (pas de relief particulier), « constructions légères » (supposées ne pas résister à un tsunami), « bâti surfacique » (dans le secteur de Matavai, il s'agit en fait des quais du port de plaisance à l'Ouest de la zone d'intérêt) et « piscines ».

En l'absence d'informations sur la hauteur de ces bâtiments, des hauteurs arbitraires leur ont été attribuées :

- A Matavai, compte-tenu du nombre de bâtiments, tous ont reçu arbitrairement une hauteur de 4 m ;
- A Opunohu, les bâtiments de la couche « Habitations » ont reçu une hauteur arbitraire de 3 m, alors que les bâtiments des couches « Activités de loisirs » et « Bâtiments publics » se sont vu attribuer des hauteurs sur la base des photos disponibles.

Le bâti ainsi sélectionné et qualifié a été superposé aux MNT fournis par le Service de l'Urbanisme pour aboutir aux MNE pour les sites de la baie d'Opunohu et de la baie de Matavai, à la résolution de 5 m (illustrations 3 et 4, avec un zoom à l'illustration 5 pour l'aperçu des bâtiments).

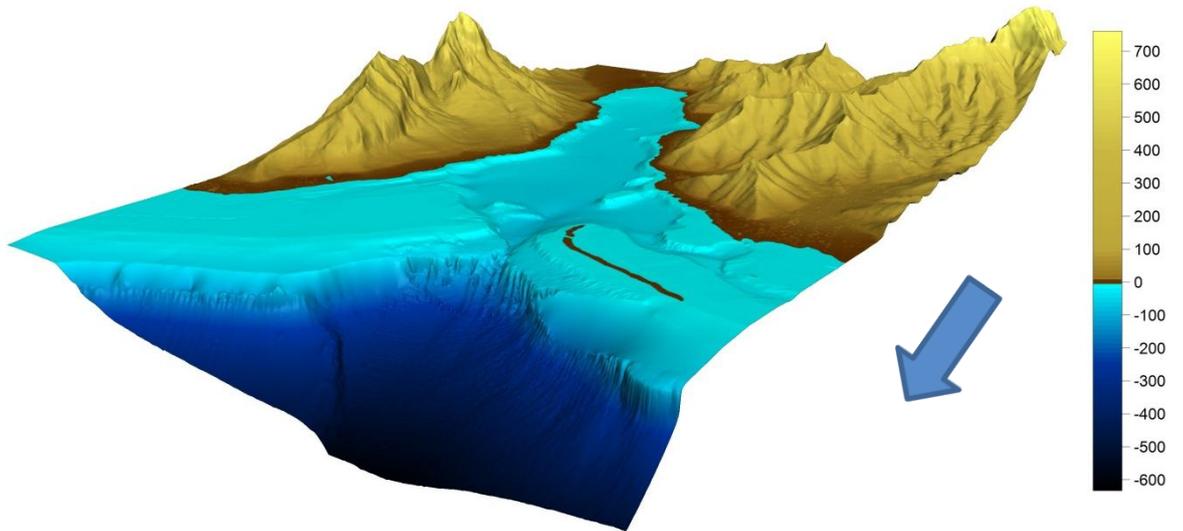


Illustration 3 – Aperçu du MNE (maillage de 5 m) utilisé sur la baie d’Opunohu pour les simulations de submersion (altitude IGN en m)

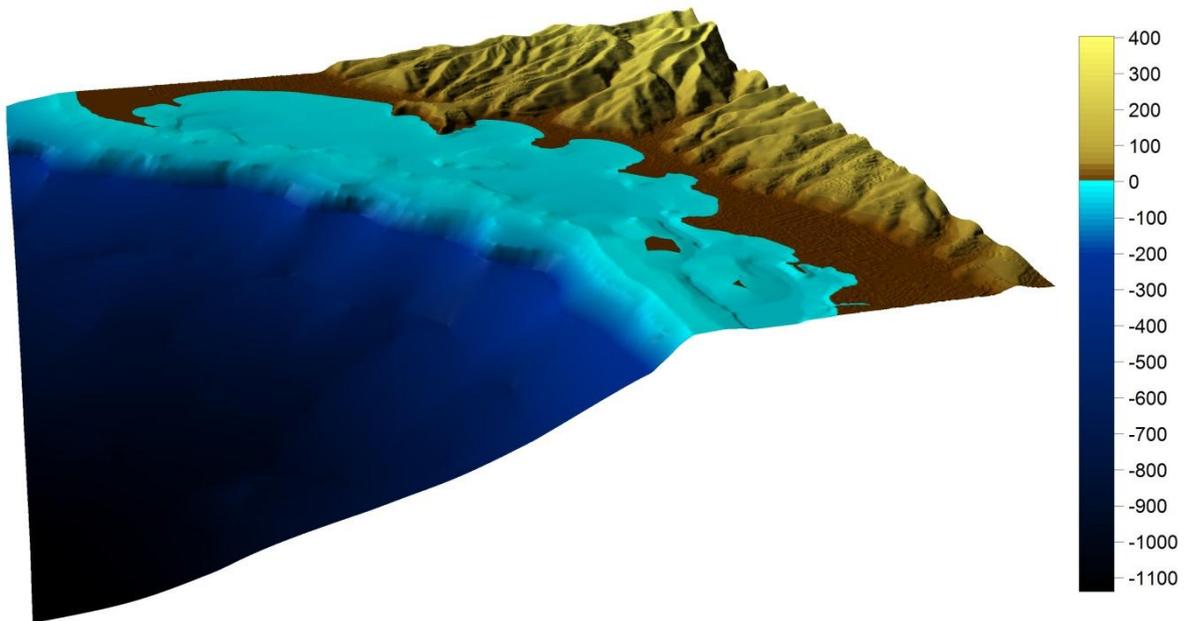


Illustration 4 – Aperçu du MNE (maillage de 5 m) utilisé sur la baie de Matavai pour les simulations de submersion (altitude IGN en m)

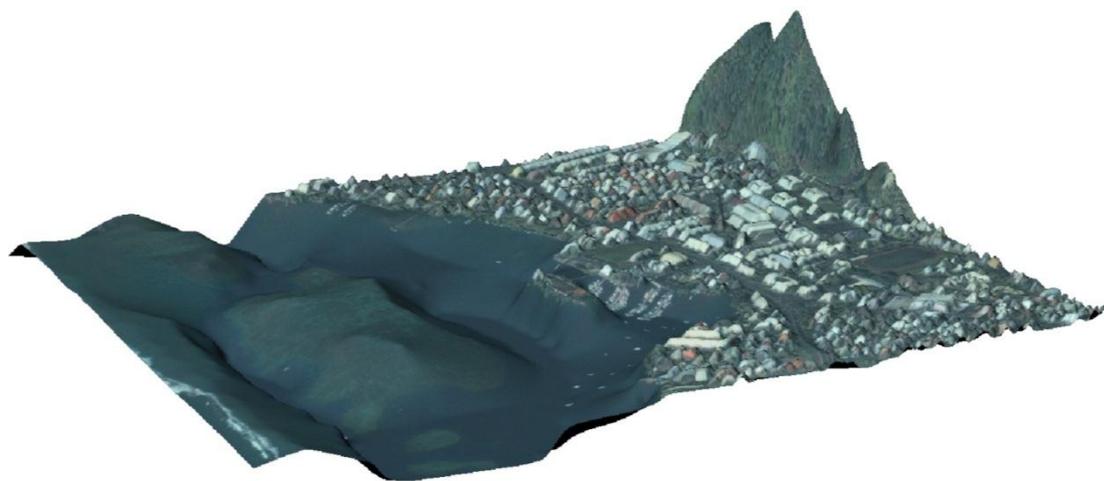


Illustration 5 – Aperçu (zoom) du MNE (maillage de 5 m) utilisé sur la baie de Matavai pour les simulations de submersion (l'axe vertical est exagéré)

4. Génération et propagation des tsunamis

Les simulations menées par le CEA dans le cadre du programme ARAI 1 (Sladen *et al.*, 2006) n'ayant pu être obtenues pour la présente étude, l'ensemble des scénarios étudiés a fait l'objet de nouvelles simulations (génération et propagation transpacifique), en conservant les mêmes hypothèses (description des sources tsunamigènes).

4.1. METHODOLOGIE MISE EN OEUVRE

4.1.1. Génération du tsunami

Plusieurs niveaux d'approximation peuvent être envisagés pour modéliser la génération d'un tsunami par un séisme sous-marin. Dans le cadre du projet ARAI 3, les tsunamis simulés sont générés par des événements historiques pour lesquels les paramètres de la rupture sismique sont généralement connus de manière peu précise du fait de leur âge. Par ailleurs, dans la mesure où la vitesse de propagation des tsunamis est très largement supérieure à celle de la rupture sismique, il est considéré ici que les tsunamis simulés sont générés de manière instantanée.

La déformation du plancher océanique induite par une source sismique est calculée à l'aide des équations d'Okada (1985), qui fournissent la déformation en surface due à une dislocation en profondeur. Le milieu est considéré ici comme étant isotrope et homogène. La faille rompue est supposée rectangulaire et la rupture sismique est associée à un glissement homogène. Ainsi, la déformation du plancher océanique est calculée à partir de 9 paramètres caractérisant la source sismique :

- Hypocentre (latitude, longitude, profondeur) ;
- Glissement moyen sur la faille ;
- Mécanisme au foyer (angles d'azimut, de pendage et de glissement) ;
- Surface de rupture (longueur et largeur de la faille).

La déformation du plancher océanique par le séisme ainsi calculée est ensuite supposée transmise de manière instantanée à la surface de l'eau. Des modèles plus réalistes ou plus complexes de génération d'un tsunami par un séisme existent, comme ceux testés par Grilli *et al.* (2012), mais ils nécessitent en particulier une bonne connaissance de la source sismique, ce qui n'est pas le cas des événements historiques modélisés ici.

4.1.2. Propagation du tsunami à échelle transpacifique et régionale

La méthodologie utilisée consiste à propager la déformation initiale calculée lors de la génération du tsunami avec un modèle de vagues à résolution de phase.

Code de calcul

Le modèle utilisé couramment par le BRGM est le modèle GEOWAVE (Watts *et al.*, 2003), basé sur le code FUNWAVE (Fully Nonlinear Boussinesq Wave Model), utilisant les équations de Boussinesq étendues (non linéaires et faiblement dispersives) selon la méthode de Wei *et al.* (1995).

Ce code a été testé et validé sur de nombreux cas de référence, avec des sources tsunamigènes gravitaires (mouvements de terrain sous-marins ou sub-aériens) ou sismiques. Parmi ceux-ci, on cite notamment les applications par le BRGM en Méditerranée occidentale (Pedreros et Poisson, 2007 ; Le Roy *et al.*, 2012 ; Terrier *et al.*, 2012), aux Antilles (Pedreros *et al.*, 2007 ; Poisson et Pedreros, 2010), en Guyane (Poisson et Krien, 2009), en Polynésie Française (Nachbaur *et al.*, 2010), ainsi que celles relatives au tsunami de Sumatra de 2004 (Poisson *et al.*, 2009, 2011). Cependant, le code GEOWAVE est conçu pour simuler exclusivement en coordonnées cartésiennes, et il ne peut donc simuler de tsunamis en coordonnées géographiques (type WGS 84), ce qui s'avère problématique dans la présente étude du fait des emprises nécessaires aux simulations transpacifique (déformation non réaliste de la surface de la Terre).

Dans le cadre du projet ARAI 3, la propagation des ondes à travers le bassin Pacifique s'est donc appuyée sur une nouvelle version de FUNWAVE : **FUNWAVE-TVD**. Cette version permet en effet de travailler en coordonnées cartésiennes ou sphériques, en incluant les effets de Coriolis (Shi *et al.*, 2012). C'est un code entièrement non-linéaire incluant un algorithme TVD (Total Variation Diminishing) afin de mieux simuler le déferlement des vagues et l'inondation. Cet algorithme présente une grande stabilité et est moins sujet à des oscillations numériques. Cet outil très récent a été testé et validé à partir de la confrontation de données aux simulations du tsunami de Tohoku de 2011 (Grilli *et al.*, 2012). On peut noter que ce code permet d'effectuer des simulations selon différentes équations de propagation, notamment en utilisant les équations de Boussinesq ou sous l'hypothèse d'ondes longues (« shallow-water »).

Calculs emboîtés

Les simulations de la propagation transpacifique de chacun des tsunamis étudiés a donc été réalisée avec le code FUNWAVE-TVD, sur des grilles bathymétriques couvrant l'ensemble de l'Océan Pacifique avec une résolution spatiale de 4'30" (de l'ordre de 9 km, paragraphe 3.2.1). Les simulations ont été menées selon les équations de Boussinesq, qui permettent notamment de prendre en compte les termes dispersifs et qui restent valides quelle que soit la longueur d'onde du tsunami étudié (l'hypothèse d'ondes longues suppose des tsunamis de très grande longueur d'onde par rapport aux profondeurs considérées, ce qui peut s'avérer problématique notamment pour des tsunamis d'origine gravitaire).

Pour les simulations fines de la submersion induite par les tsunamis, un rang supplémentaire de calcul a été réalisé à plus haute résolution. Ces simulations plus fines, appelées par la suite simulations régionales, nécessitent un emboîtement par rapport aux simulations transpacifique précédentes (i.e. les simulations régionales sont

forcées directement par le calcul au rang supérieur que constituent les simulations transpacifiques). Les emboitements avec le code FUNWAVE-TVD étant en cours de développement à ce jour, une méthode alternative a donc été adoptée. Elle consiste à capturer dans les simulations transpacifique à un instant donné (avant que le front d'onde n'atteigne la zone d'intérêt) les caractéristiques physiques du plan d'eau (niveau d'eau et composantes horizontales de vitesse en tous points d'une emprise à adapter) pour initier le calcul à échelle régionale. Cette méthode présente toutefois quelques inconvénients :

- Ne peuvent être prises en compte dans les simulations régionales que les phénomènes présents dans l'emprise à l'instant de la capture (la simulation régionale reçoit des conditions initiales issues de la simulation transpacifique, mais aucune condition aux limites particulière n'est imposée) : il est donc nécessaire de bien choisir l'instant et l'emprise de la capture pour prendre en compte les vagues les plus importantes sans agrandir inconsidérément la grille de calcul ;
- Le temps de calcul peut s'en trouver allongé, du fait que l'emprise utilisée pour les simulations régionales soit considérablement plus grande que la zone d'intérêt, afin d'assurer la capture des vagues essentielles.

Au final, les calculs menés avec FUNWAVE-TVD pour la propagation des tsunamis sont les suivants :

- **Simulations transpacifique** à résolution 4'30" (de l'ordre de 9 km) pour tous les scénarios envisagés ;
- Pour les scénarios retenus comme les plus dommageables pour la Polynésie Française, **simulation régionale** (à résolution 1' ou 30", soit 1 à 2 km) de la propagation du tsunami, le calcul étant initié à partir d'un extrait des simulations transpacifique.

4.2. SCENARIOS ETUDIES

La Polynésie française a une position centrale dans l'Océan Pacifique qui est bordé par des zones de subduction majeures, siège des grands séismes interplaques tsunamigènes. Même si la région est ainsi éloignée des sources des principaux tsunamis, ces derniers peuvent traverser les océans et affecter les côtes polynésiennes dans la mesure où un tsunami ne s'atténue que faiblement en océan profond. La distance source-cible n'est donc pas un critère discriminant en champ lointain.

La présente étude est basée sur la modélisation de cinq séismes historiques tsunamigènes définis par Sladen *et al.* (2006) dans le cadre d'ARAI 1 à partir d'une cartographie des séismes tsunamigéniques ayant eu des effets en champ lointain dans le Pacifique. Parmi ces événements recensés, les événements potentiellement les plus préjudiciables à la Polynésie ont été choisis suivant différents critères. Au final, les cinq scénarios ont été retenus par Sladen *et al.* (2006) en fonction des critères suivants :

- Zones de subduction source orientées de manière préjudiciable : En effet, il a été montré que l'énergie d'un tsunami se concentre surtout sur l'axe perpendiculaire à la rupture sismique ;
- Magnitude des séismes historiques recensés importante (>8.5) ;
- Absence d'obstacle à la propagation entre la zone source et la zone cible : en effet, l'amplitude des tsunamis atteignant les zones cibles peut également être affectée par des obstacles rencontrés lors de la propagation des vagues (zones d'ombres derrière des îles ou des péninsules...).

Les simulations réalisées dans la présente étude se basent ainsi sur cinq séismes historiques tsunamigènes ayant affecté la Polynésie correspondant à des zones sources associées à un fort potentiel d'impact tsunamigénique pour la Polynésie et associés à l'existence d'observations. Les paramètres restent identiques à ceux définis par Sladen *et al.* (2006) :

Scénario	Date	Magnitude	Commentaires
Tonga 1865	17/11/1865	Mw=8.3	Cette région est la plus proche de la Polynésie parmi les zones source retenues, et si la sismicité historique ne semble pas contenir de séisme aussi important que dans le cadre des autres zones sources, il n'est pas possible d'exclure cette éventualité. Le tsunami de 1865 a été observé dans certaines baies de Polynésie.
Nord Chili 1877	10/05/1877	Mw=8.9	La région du nord Chili est associée à un aléa important : un grand séisme de subduction y est attendu dans la mesure où aucun événement majeur ne s'y est produit depuis 1877. En outre, l'orientation de la subduction est particulièrement défavorable à la Polynésie.
Aléoutiennes 1946	01/04/1946	Mw=8.6	Cet événement semble être le plus destructeur historiquement pour la Polynésie Française (îles Marquises, Tahiti). En outre, le catalogue des observations est le plus complet pour ce tsunami.
Kamtchatka 1952	04/11/1952	Mw=9	La zone de subduction associée est particulièrement active et associée à une forte concentration de séismes majeurs. L'orientation de la structure est défavorable à la Polynésie. Le séisme de 1952 est le mieux documenté parmi les séismes majeurs historiques recensés pour cette région.
Chili 1960	22/05/1960	Mw=9.5	C'est le plus grand séisme jamais enregistré sur le globe. En outre, avec celui de 1946, c'est l'événement pour lequel le plus d'observations sont disponibles.

Illustration 6 – Synthèse des scénarios tsunamigènes historiques simulés

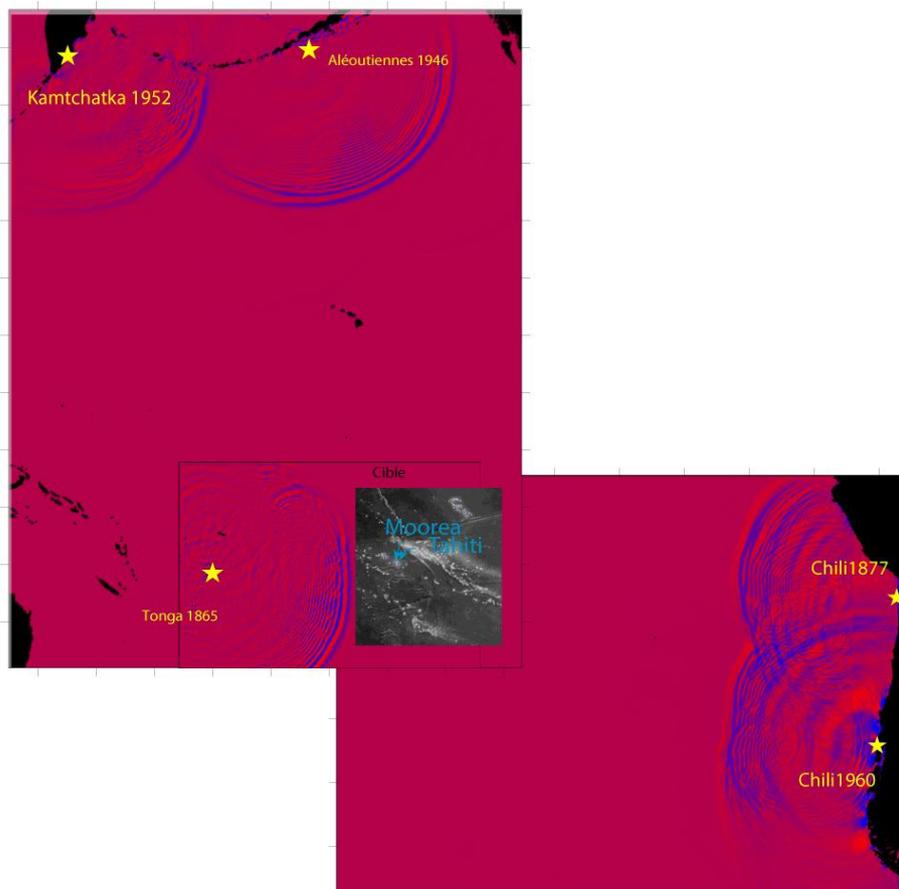


Illustration 7 - Localisation des 5 séismes historiques tsunamigènes sur lesquels se basent les scénarios simulés. Les vagues montrent l'amplitude des tsunamis induits à un instant donné

4.3. GENERATION DES TSUNAMIS HISTORIQUES ETUDIES

4.3.1. Paramètres liés aux séismes tsunamigènes

Les paramètres à la source utilisés dans cette étude pour les cinq séismes historiques considérés ont été choisis conformément à ceux choisis par Sladen *et al.* (2006).

Il est important de noter qu'il est particulièrement difficile d'évaluer la magnitude maximale attendue le long d'une structure de faille donnée telle qu'une grande zone de subduction (preuve en est la magnitude 9 atteinte par le séisme de Tohoku ayant frappé le Japon en 2011, bien au-delà de ce qui était communément attendu).

D'autres paramètres de la source sismique peuvent influencer l'ampleur du tsunami induit en champ lointain, comme la profondeur, l'étendue de la faille, l'histoire de la rupture (en particulier la vitesse de rupture, ou la distribution de glissement sur la faille)... Ces paramètres peuvent représenter une grande complexité et ils ne sont pas contraints pour une zone de subduction donnée.

Les tsunamis sont d'abord générés à partir de la déformation initiale induite par une dislocation en profondeur (Okada, 1985). Les paramètres retenus pour chaque séisme sont décrits dans les tableaux des illustrations 8, 9, 10, 11 et 12.

Position du centre de la faille	186.5° -20°
Profondeur du centre de la faille	35 km
Glissement moyen	5,2 m
Mécanisme au foyer	198 / 43 / 90
Longueur et largeur de la faille	180 km x 88 km
Rigidité	50 GPa
Magnitude de moment Mw	8.3

Illustration 8 – Paramètres retenus pour le séisme des Tonga, 17 novembre 1865

Position du centre de la faille	289° -21.3°
Profondeur du centre de la faille	25 km
Glissement moyen	10 m
Mécanisme au foyer	3 / 12 / 90
Longueur et largeur de la faille	520 km x 140 km
Rigidité	45 GPa
Magnitude de moment Mw	8.9

Illustration 9 - Paramètres retenus pour le séisme du Nord Chili, 10 mai 1877

Position du centre de la faille	196.81° 53.32°
Profondeur du centre de la faille	27 km
Glissement moyen	10 m
Mécanisme au foyer	251 / 25 / 90
Longueur et largeur de la faille	200 km x 100 km
Rigidité	45 GPa
Magnitude de moment Mw	8.6

Illustration 10 - Paramètres retenus pour le séisme des Aléoutiennes, 1^{er} avril 1946

Position du centre de la faille	159.2° 52.75°
Profondeur du centre de la faille	35 km
Glissement moyen	6 m
Mécanisme au foyer	214 / 15 / 90
Longueur et largeur de la faille	650 km x 200 km
Rigidité	45 GPa
Magnitude de moment Mw	9.0

Illustration 11 - Paramètres retenus pour le séisme du Kamtchatka, 4 novembre 1952

Position du centre de la faille	285.9° -41.5°
Profondeur du centre de la faille	30 km
Glissement moyen	18 m
Mécanisme au foyer	10 / 15 / 90
Longueur et largeur de la faille	1000 km x 150 km
Rigidité	45 GPa
Magnitude de moment Mw	9.3

Illustration 12 - Paramètres retenus pour le séisme du Chili, 22 mai 1960

4.3.2. Calcul de la déformation initiale du plan d'eau

La génération des tsunamis est initiée en supposant une transmission instantanée et totale de la déformation du plancher marin à la surface de l'océan, afin de calculer la déformation initiale du plan d'eau qui va ensuite se propager suivant les lois de l'hydrodynamique.

La déformation du plancher marin induite par une dislocation en profondeur est classiquement calculée selon les équations d'Okada (1985). Les résultats obtenus, présentés aux illustrations 13 et 14, sont donc supposés correspondre à la déformation initiale du plan d'eau, et donc à la génération du tsunami.

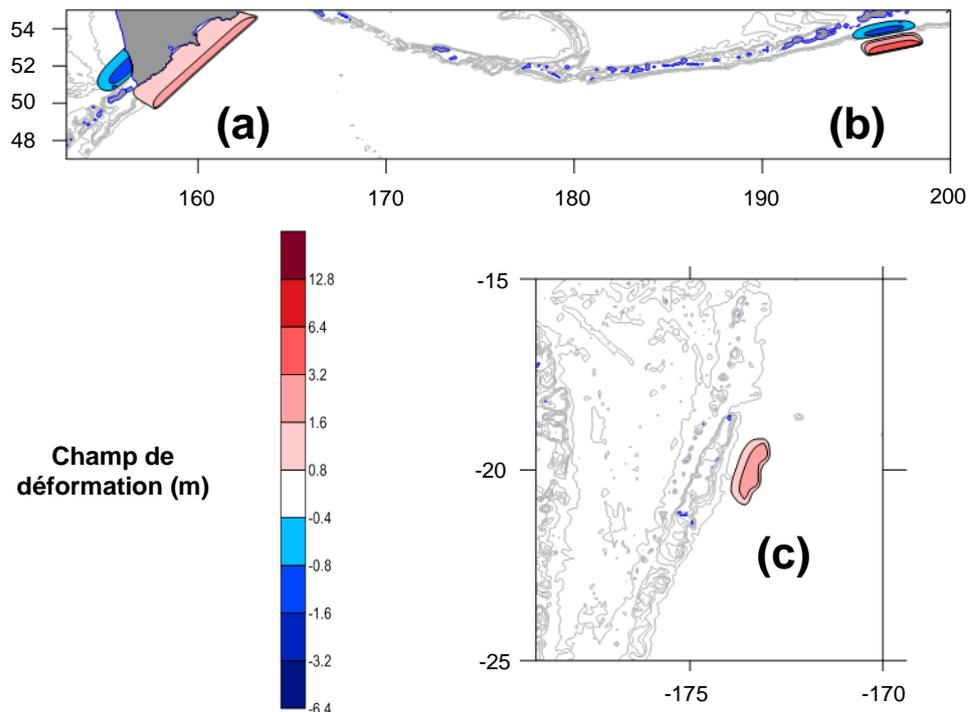


Illustration 13 - Champs de déformation (en mètres) associés aux séismes du Kamtchatka en 1952 (a), des Aléoutiennes en 1946 (b) et des Tonga en 1865 (c)

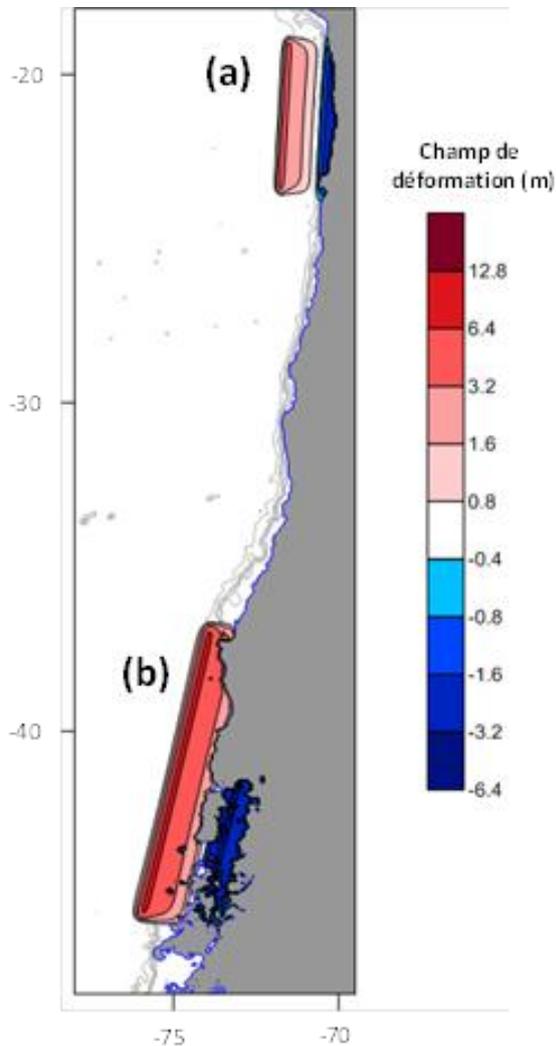


Illustration 14 - Champs de déformation (en mètres) associés aux séismes du nord Chili en 1877 (a), et de Valdivia au sud du Chili en 1960 (b)

4.4. PROPAGATION TRANSPACIFIQUE DES TSUNAMIS

La modélisation de la propagation d'un tsunami se fait sur plusieurs grilles bathymétriques emboîtées avec un niveau de résolution croissant. Dans la présente étude, tous les scénarios ont fait l'objet de simulations à l'échelle du Pacifique, sur des grilles couvrant différentes zones du Pacifique adaptées à chaque événement simulé avec une résolution spatiale de 4'30" (de l'ordre de 9 km). Seuls les scénarios les plus impactants pour les îles de Tahiti et Moorea ont fait l'objet de simulations régionales (paragraphe 4.5).

Afin de caractériser les phénomènes au droit des sites étudiés, des jauges numériques ont été définies dès ce rang initial de calcul au niveau des baies de Matavai (Tahiti) et d’Opunohu (Moorea), ainsi qu’en face de Papeete. La position de ces jauges numériques est représentée à l’Illustration 15.

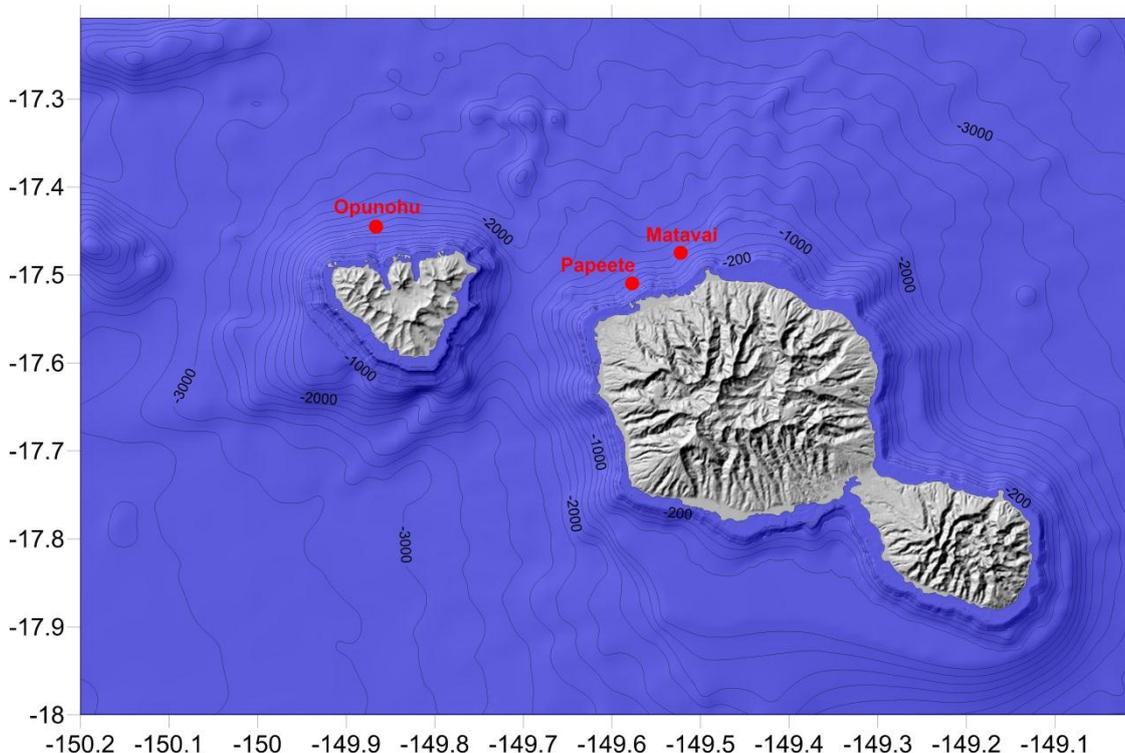


Illustration 15 – Positions des jauges numériques dans les simulations transpacifiques

Pour chacun des cinq scénarios étudiés, les résultats de la simulation transpacifique sont synthétisés via une carte de hauteur d’eau maximale sur le bassin (l’échelle en mètres est commune à tous les événements, les lignes noires délimitent les zones où le tsunami a dépassé les 30 cm), ainsi qu’à travers les trois jauges synthétiques (Illustration 15). Les signaux temporels de ces jauges représentent les variations du niveau de la mer en fonction du temps (l’échelle verticale en mètres est commune à toutes les simulations), au niveau des baies de Papeete, Matavai et Opunohu.

4.4.1. Scénario Tonga 1865

Les résultats de la simulation du tsunami causé par le séisme survenu aux îles Tonga en 1865 sont présentés aux illustrations 16 et 17.

Ces résultats montrent que, bien que parmi les scénarios envisagés dans cette étude celui des Tonga 1865 soit la source la plus proche de la Polynésie, le tsunami généré reste de faible ampleur sur les îles de Tahiti et Moorea. En effet, au niveau des jauges numériques d’Opunohu, de Matavai et de Papeete, les amplitudes des crêtes

(Illustration 2) ne dépassent guère les 10 à 20 cm (la plus importante correspondant à la première vague), ne laissant présager que d'un impact limité à la côte.

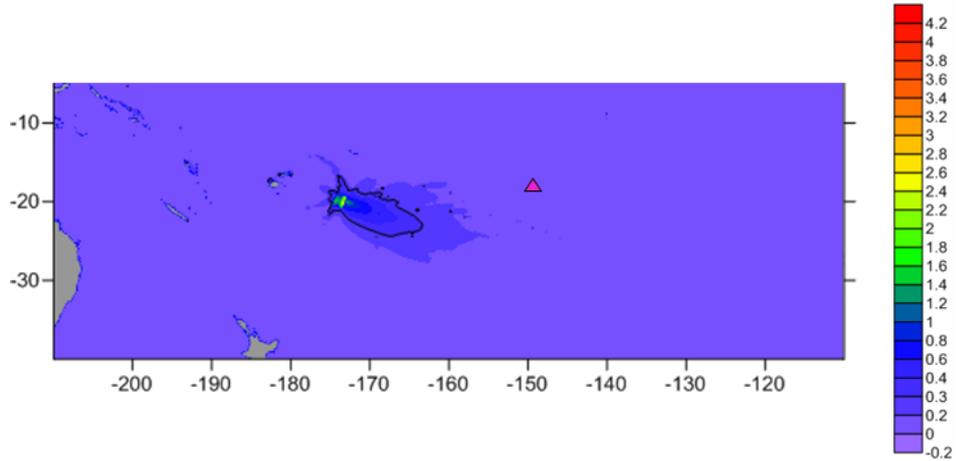


Illustration 16 – Scénario Tonga 1865 : Cote maximale du plan d'eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4'30") ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti

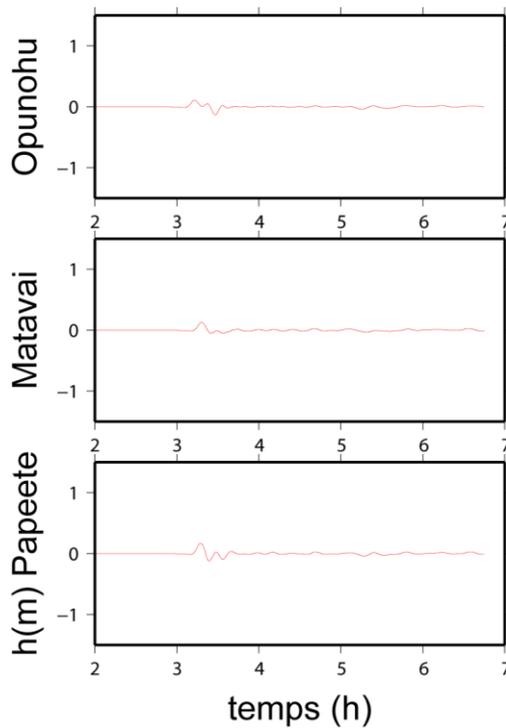


Illustration 17 – Scénario Tonga 1865 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu

4.4.2. Scénario Nord Chili 1877

Les résultats de la simulation du tsunami causé par le séisme survenu au nord Chili en 1877 sont présentés aux illustrations 18 et 19.

L'impact du tsunami est sur ce scénario plus important, puisque les jauges numériques d'Opunohu et de Papeete montrent une amplitude maximale des crêtes de près de 50 cm, alors que celle de Matavai ne dépasse guère les 25 à 30 cm. C'est cette fois la seconde vague qui présente l'amplitude de crête la plus importante. L'amplification que peuvent subir ces vagues en se rapprochant de la côte peut donc être à l'origine d'un impact non négligeable sur le rivage.

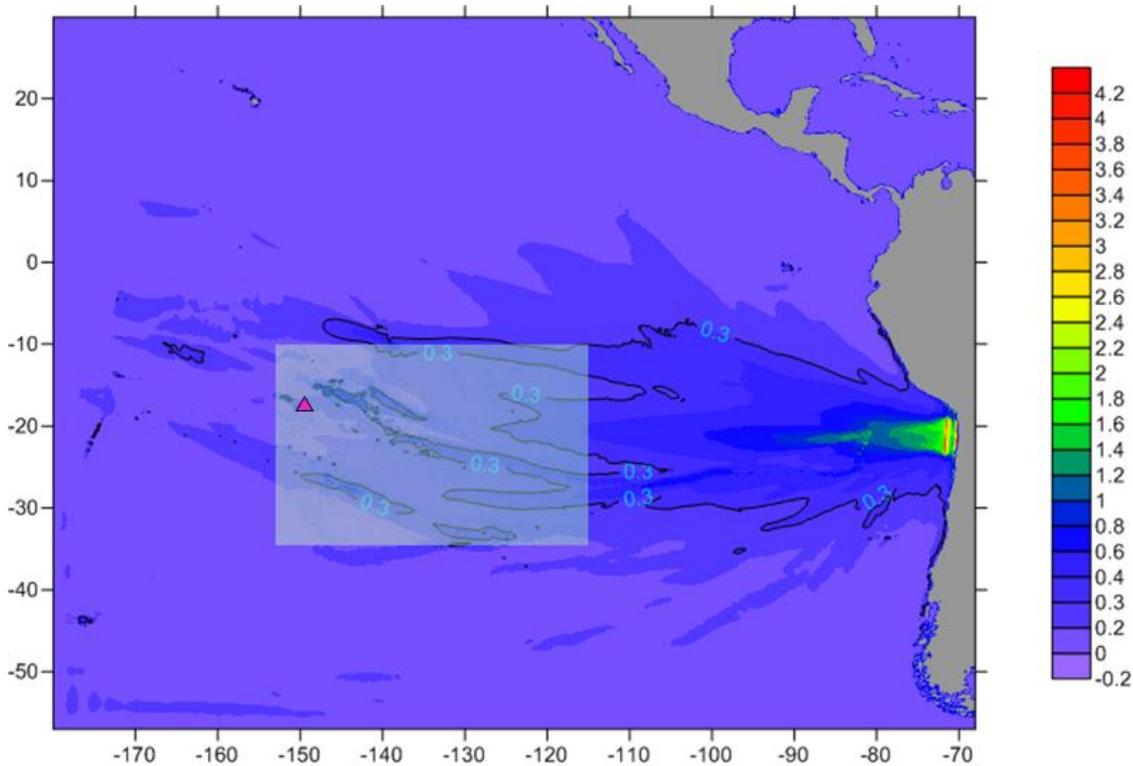


Illustration 18 – Scénario nord Chili 1877 : Cote maximale du plan d'eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4'30") ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti

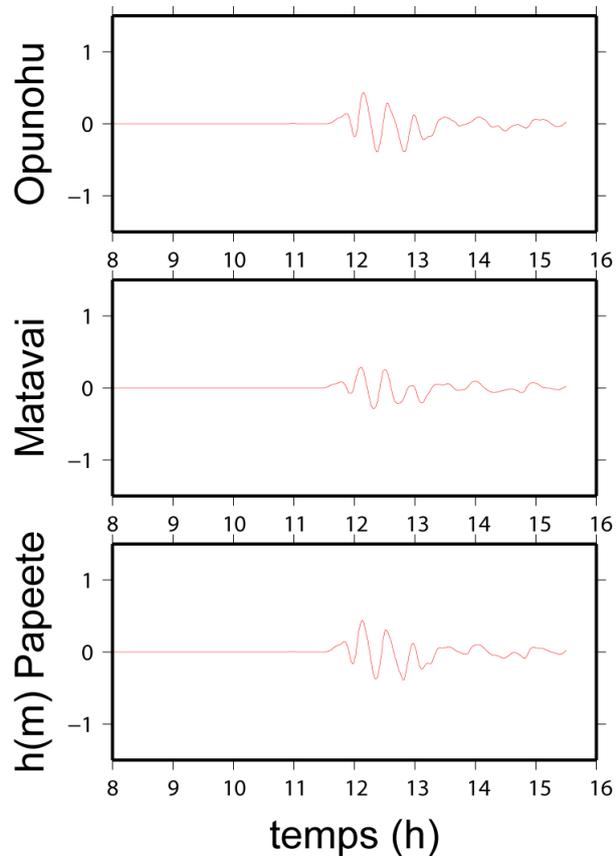


Illustration 19 - Scénario nord Chili 1877 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu

4.4.3. Scénario Aléoutiennes 1946

Les résultats de la simulation du tsunami causé par le séisme survenu aux îles Aléoutiennes en 1946 sont présentés aux illustrations 20 et 21.

Ces résultats montrent un impact très limité du tsunami causé par le séisme de 1946 aux îles Aléoutiennes sur la Polynésie : en effet, d'après les jauges numériques d'Opunohu, de Matavai et de Papeete, les amplitudes de crêtes ne dépassent guère les 10 à 20 cm, les 2 premières vagues étant les plus élevées.

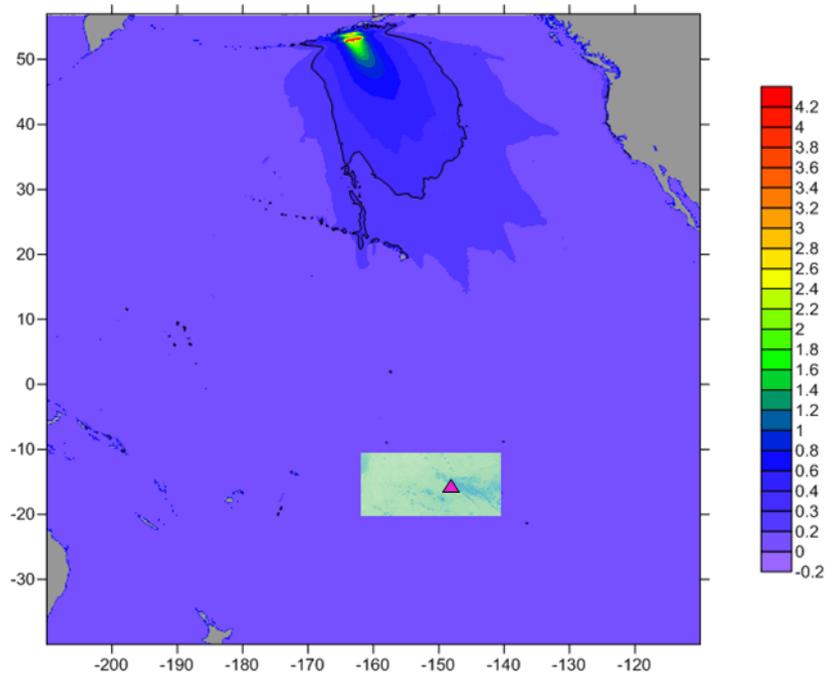


Illustration 20 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Cote maximale du plan d'eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4'30") ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti, le cadre clair délimite l'emprise de la simulation régionale (§ 4.5.2)

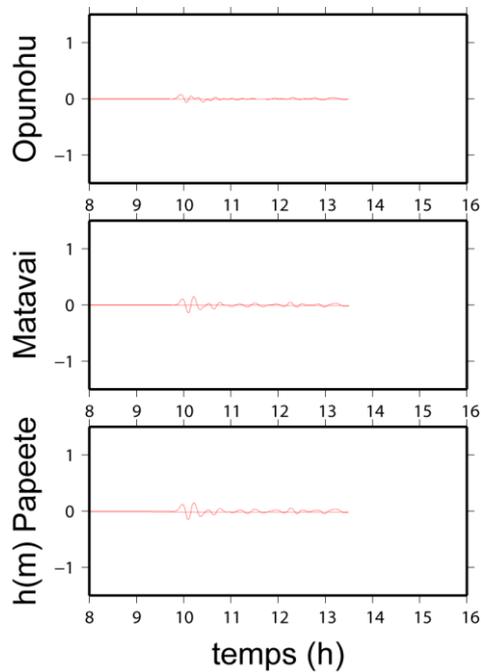


Illustration 21 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu

4.4.4. Scénario Kamtchatka 1952

Les résultats de la simulation du tsunami causé par le séisme survenu au Kamtchatka en 1952 sont présentés aux illustrations 22 et 23.

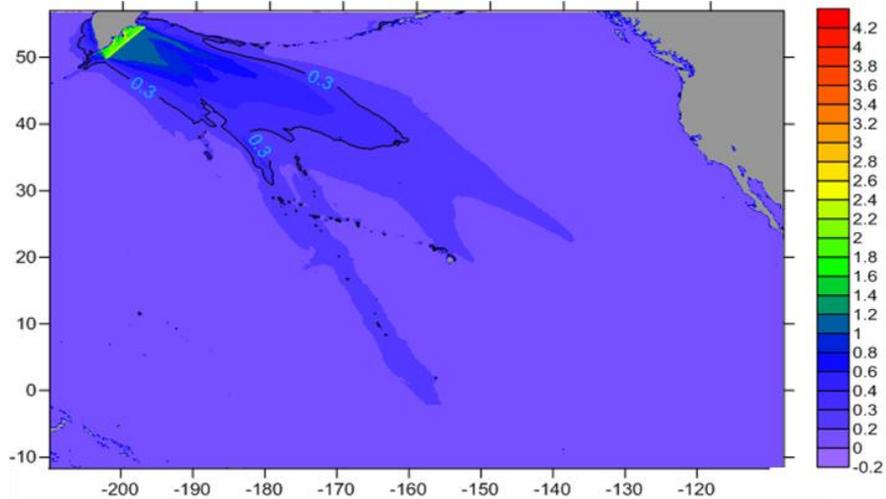


Illustration 22 – Scénario Kamtchatka 1952 : Cote maximale du plan d’eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4’30”) ; l’île de Tahiti n’apparaît pas sur cette emprise (plus au sud)

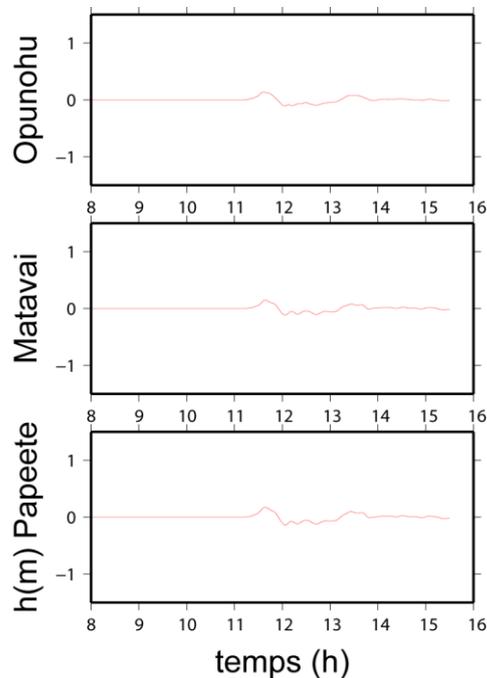


Illustration 23 - Scénario Kamtchatka 1952 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu

Là encore, ces résultats montrent un impact a priori très limité du tsunami sur les côtes polynésiennes, les amplitudes de crêtes maximales (première vague) restant de l'ordre de 10 à 20 cm.

4.4.5. Scénario Chili 1960

Les résultats de la simulation du tsunami causé par le séisme survenu au Chili en 1960 sont présentés aux illustrations 24 et 25.

Les résultats obtenus sur le scénario Chili 1960 montrent un tsunami considérablement plus important que ceux des autres scénarios, ce qui s'explique simplement par la magnitude exceptionnelle du séisme (la plus haute jamais enregistrée, estimée à 9.5). Ainsi, au niveau des jauges numériques d'Opunohu, de Matavai et Papeete, les amplitudes de crêtes maximales atteignent typiquement 0,70 m, environ 2 heures après l'arrivée des premières vagues.

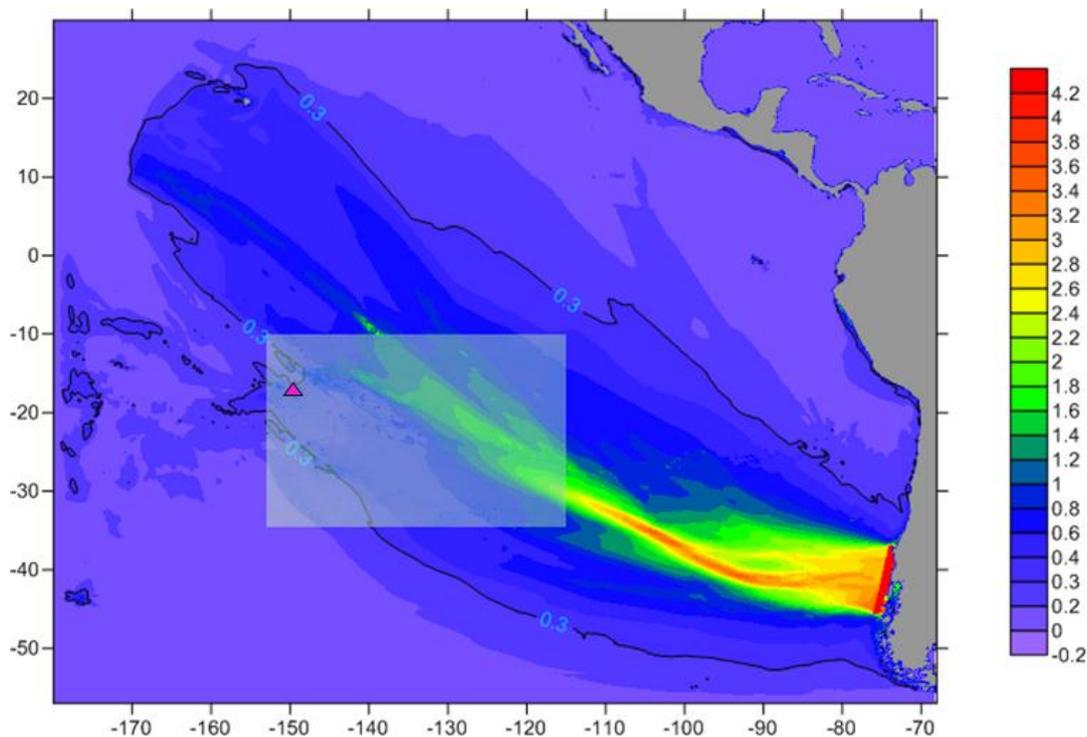


Illustration 24 - Scénario Chili 1960 : Cote maximale du plan d'eau pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami (résolution 4'30") ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti, le cadre clair délimite l'emprise de la simulation régionale (§4.5.1)

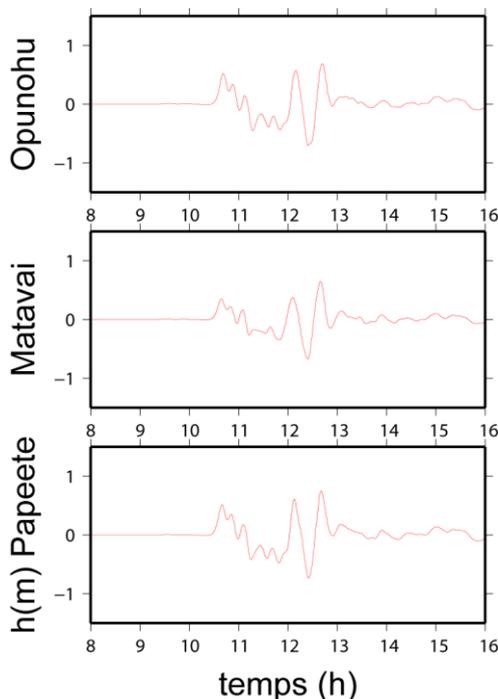


Illustration 25 - Scénario Chili 1960 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation de la propagation transpacifique du tsunami au niveau des jauges numériques des baies de Papeete, Matavai et Opunohu

4.4.6. Comparaison avec les simulations transpacifiques menées par Sladen *et al.* (2006)

L'illustration 26 montre une compilation des simulations de la propagation des 5 tsunamis étudiés sur le bassin Pacifique à travers les contours des zones pour lesquelles la surélévation de la surface de l'eau a dépassé 30 cm. Il apparaît nettement sur cette figure que l'ampleur du tsunami en océan profond est directement liée à la puissance du séisme qui l'a généré. En outre, cette figure montre bien que l'enveloppe des surfaces obtenues tend à être orthogonale aux failles qui constituent les sources.

L'illustration 27 reprend quant à elle la cartographie des cinq séismes tsunamigènes simulés par Sladen *et al.* (2006).

Les deux méthodes de modélisation des tsunamis sont différentes. Si la génération du phénomène se fait dans les 2 cas à partir des équations d'Okada (1985), la propagation des vagues est modélisée par Sladen *et al.* (2006) à partir de l'approximation des « ondes longues » (équations de Saint-Venant, ou « Non Linear Shallow Water equations », alors que la présente étude applique une méthode basée sur les équations de Boussinesq. Au premier ordre, la comparaison de ces figures montrant l'emprise des tsunamis en océan profond permet de valider la pertinence des modèles proposés.

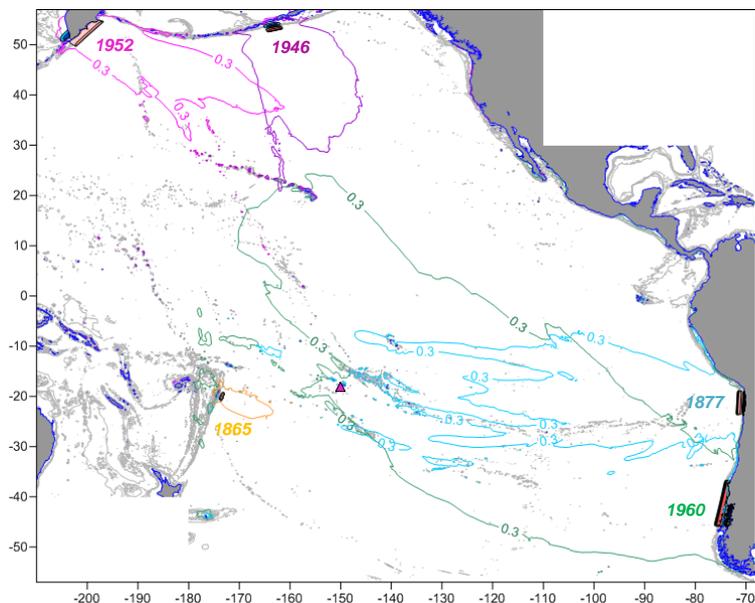


Illustration 26 – Simulations menées dans la présente étude : Contours des zones où la hauteur d’eau maximale a dépassé 30 cm au cours de la propagation transpacifique de chacun des tsunamis simulés (contours colorés) et sources associées représentées par les surfaces de déformation cosismique du plancher océanique (rouge / surection et bleu / dépression) ; le triangle indique la position de l’île de Tahiti

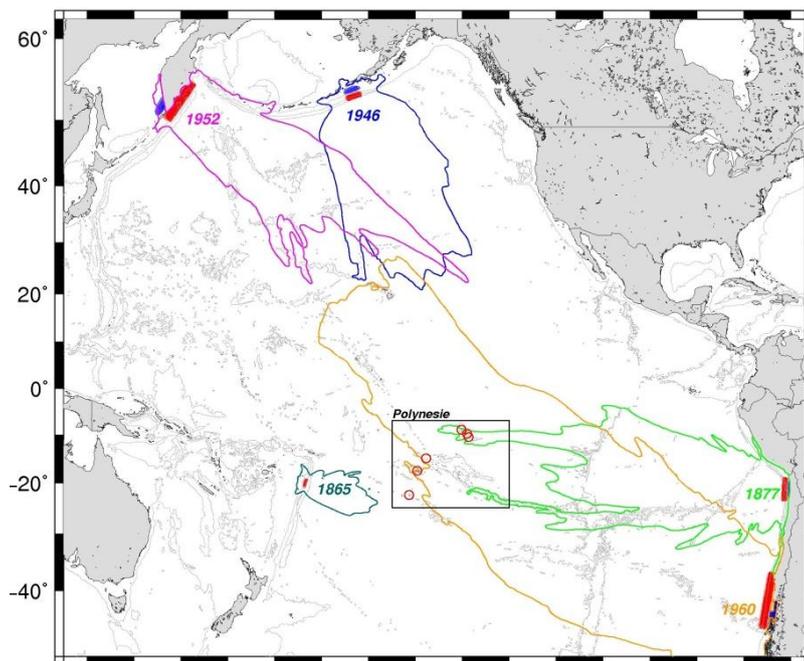


Illustration 27 – Simulations de Sladen et al. (2006) : Contours des zones où la hauteur d’eau maximale a dépassé 30 cm au cours de la propagation transpacifique de chacun des tsunamis simulés (contours colorés) et sources associées représentées par les surfaces de déformation cosismique du plancher océanique (rouge / surection et bleu / dépression)

4.4.7. Sélection du scénario retenu pour la simulation de la submersion sur les sites de Matavai et d'Opunohu

Parmi les cinq événements proposés, les deux scénarios dont la source se situe au large du Chili (nord Chili 1877 et Chili 1960) sont les plus impactants pour la Polynésie Française. En effet, au vu des résultats des simulations de propagation transpacifique, l'impact au large est le plus important pour les événements de 1877 et surtout de 1960 (respectivement Illustration 18 et Illustration 24). C'est donc ce dernier scénario (**Chili 1960**) qui est retenu pour des simulations détaillées ad hoc des niveaux de submersion dans les baies de Matavai et d'Opunohu.

Cependant, d'après les observations historiques, les scénarios Aléoutiennes 1946 et Chili 1960 furent les plus impactants (Sladen *et al.*, 2007). En effet, le tsunami de 1946 semble avoir été le tsunami le plus destructeur ayant frappé la Polynésie française (les Marquises et Tahiti ont été particulièrement touchées). Il a donc été choisi de simuler également la submersion à terre causée par cet événement afin de visualiser si les destructions recensées historiquement pouvaient s'expliquer par une amplification locale du tsunami, ou si ses caractéristiques étaient sous-estimées dans les simulations régionales du fait de la complexité de la source tsunamigène utilisée.

En effet, la source tsunamigène du scénario Aléoutiennes 1946 s'avère particulièrement complexe. La magnitude de surface du séisme classiquement fournie par les catalogues type ISC est de l'ordre de 7.4, mais Lopez et Okal (2002) l'ont réévaluée à 8.6 (valeur retenue par Sladen *et al.*, 2006, et par conséquent par la présente étude) à partir du moment sismique. Cette magnitude semble toutefois rester trop faible pour expliquer l'ampleur du tsunami généré. Ceci pourrait s'expliquer par certaines caractéristiques particulières du séisme qui auraient pu amplifier l'intensité du phénomène (Okal and Hébert, 2007) :

- Le séisme semble faire partie des « Tsunami earthquake » (Johnson and Satake, 1997), associés en particulier à des vitesses de rupture lentes favorisant la génération de tsunamis (Kanamori, 1972). La magnitude peut alors sous-estimer le potentiel tsunamigénique tels événements ;
- Le séisme a été suivi par un mouvement de terrain de très grande ampleur qui pourrait expliquer l'ampleur du tsunami dans la région source (Fryer *et al.*, 2003).

La simulation de la submersion causée par le tsunami du scénario Aléoutiennes 1946 permettra ainsi de vérifier si l'impact du tsunami sur la Polynésie Française peut s'expliquer par des effets locaux, ou si une description plus complète serait nécessaire pour mieux en mesurer les conséquences en Polynésie.

Au final, ce sont donc 2 scénarios (**Chili 1960** en tant que scénario le plus impactant et **Aléoutiennes 1946** afin de vérifier la validité de la source tsunamigène adoptée) qui ont fait l'objet de simulations à échelle régionale, puis à très haute résolution pour quantifier la submersion sur les baies de Matavai et d'Opunohu. La propagation de ces 2 tsunamis au cours du temps est représentée aux illustrations 28 et 29.

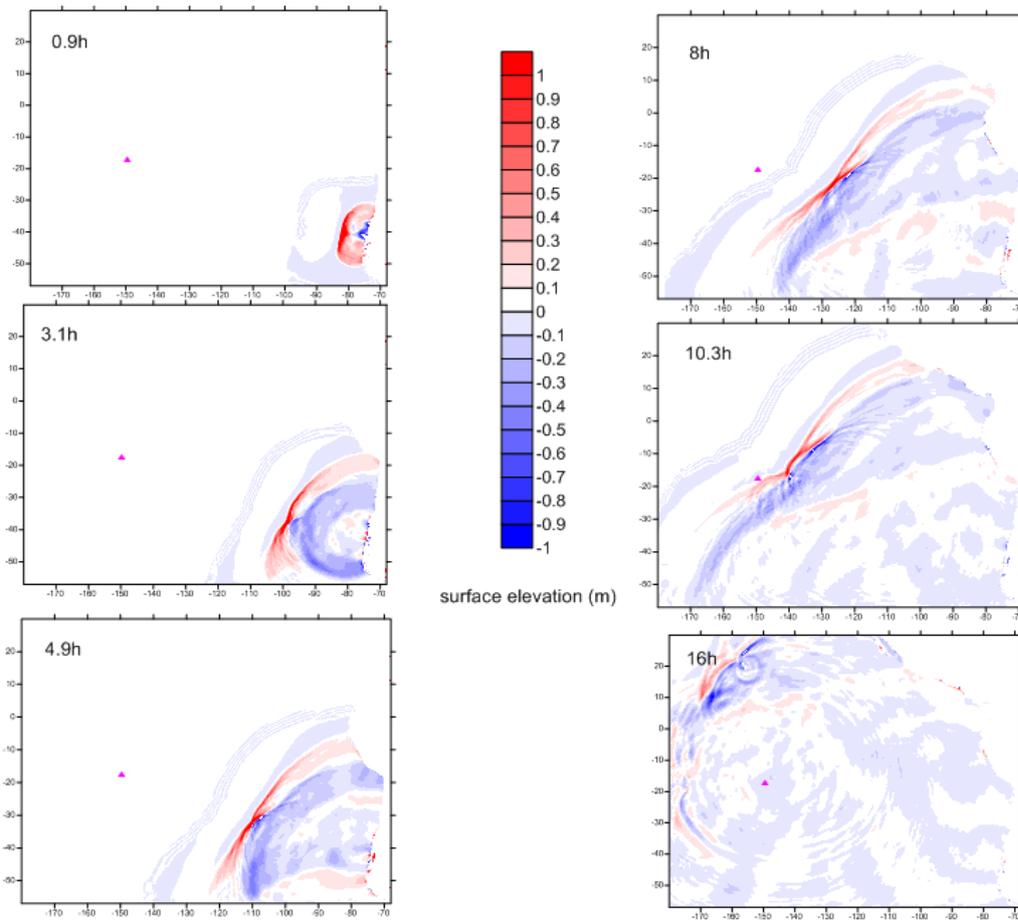


Illustration 28 – Scénario Chili 1960 : Propagation du tsunami au cours du temps représentée par l'élévation de la surface de l'eau au temps donné en haut à gauche. Papeete est localisée par un triangle sur chacune des cartes.

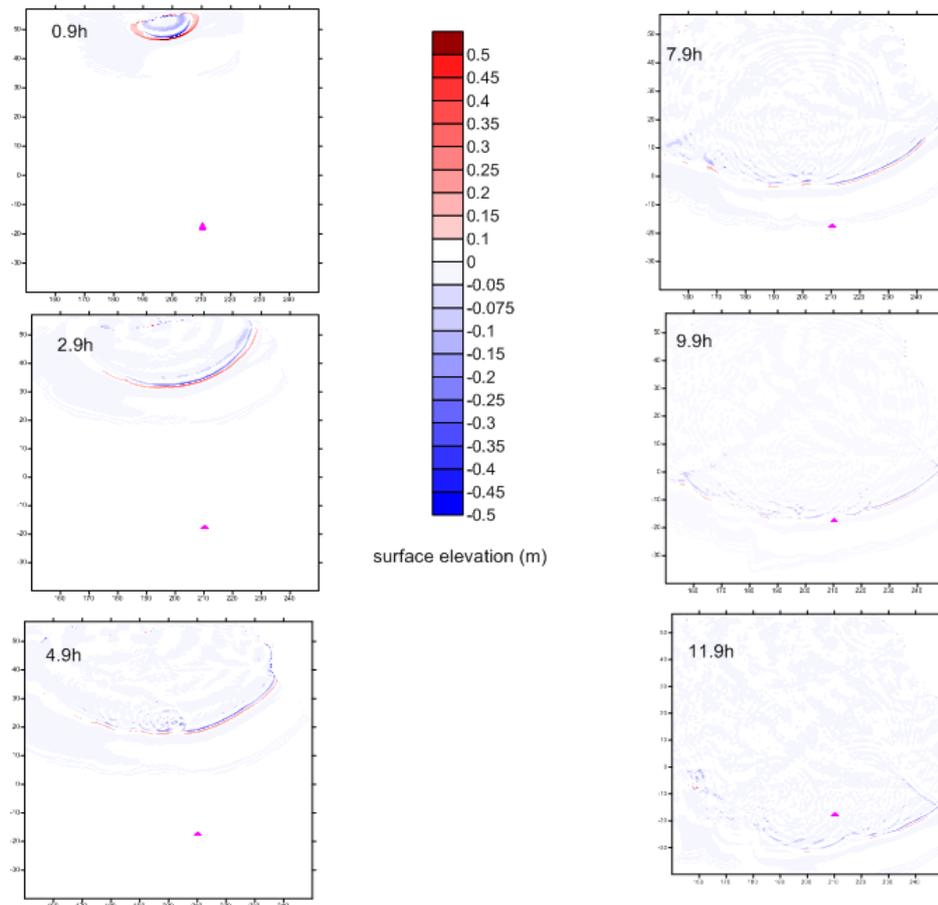


Illustration 29 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Propagation du tsunami au cours du temps représentée par l’élévation de la surface de l’eau au temps donné en haut à gauche. Tahiti est localisée par un triangle sur chacune des cartes

4.5. SIMULATIONS REGIONALES DES SCENARIOS ALEOUTIENNES 1946 ET CHILI 1960 EN POLYNESIE FRANÇAISE

Les simulations de submersion à haute résolution nécessitant des données de forçage plus fines que celles issues des simulations de propagation transpacifique, un rang de calcul intermédiaire (dit « régional ») a été simulé pour chacun des 2 scénarios étudiés (Chili 1960 et Aléoutiennes 1946). Ce rang couvre globalement la Polynésie Française avec une résolution soit de 1' (soit environ 2 km) pour le scénario Chili 1960, soit de 30" (soit environ 1 km) pour le scénario Aléoutiennes 1946 (cette différence de résolution étant imposée par une limite du code Funwave-TVD en termes de nombre de mailles).

Comme lors des simulations transpacifiques, des jauges numériques ont été implantées dans le calcul face aux baies de Matavai (Tahiti) et d’Opunohu (Moorea). Les positions de ces jauges numériques, représentées à l’Illustration 30, diffèrent

légèrement de celles utilisées lors des simulations transpacifiques du fait du gain en résolution qui permet de les placer plus près de la côte.

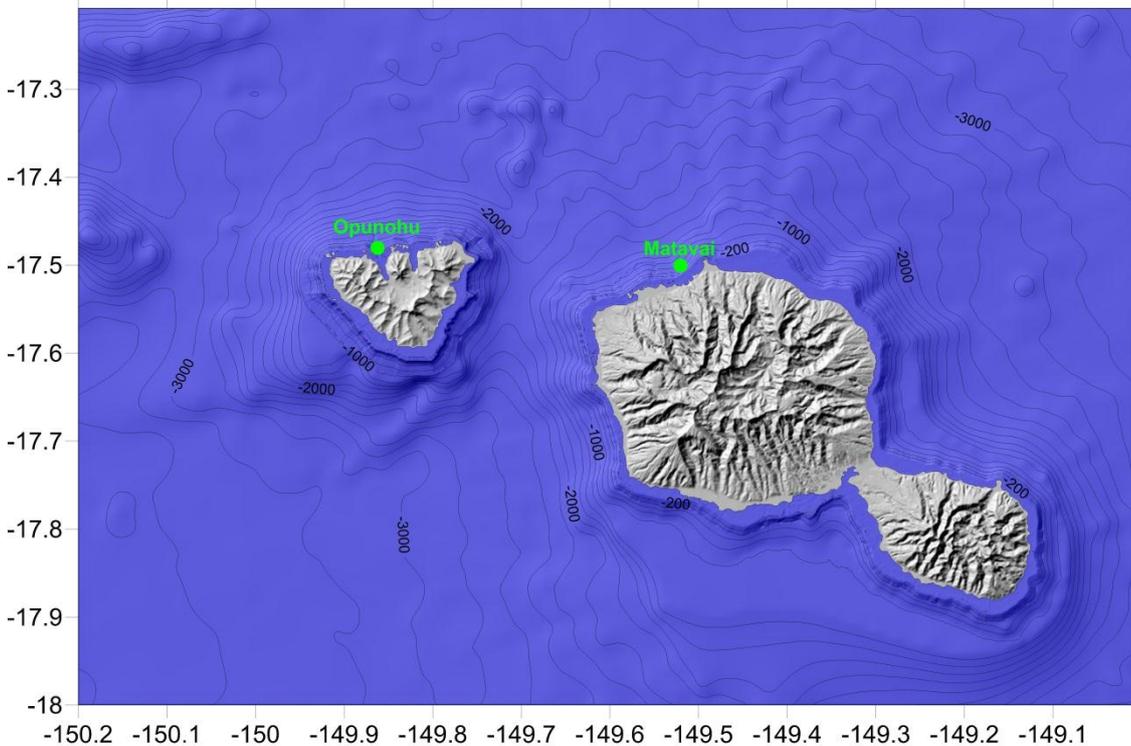


Illustration 30 - Positions des jauges numériques dans les simulations régionales

4.5.1. Scénario Chili 1960

Les simulations régionales pour le scénario Chili 1960 ont donc été menées à une résolution de 1', soit environ 2 km. L'emprise de cette grille figure sous la forme d'un cadre clair sur l'illustration 24. Conformément à la méthodologie exposée au paragraphe 4.1.2, la simulation de la propagation régionale a été initiée par la grille transpacifique avant l'arrivée de la première vague majeure sur les Îles de la Société, soit environ 9h30 après le séisme. L'élévation du plan d'eau à cet instant est représentée à l'illustration 31. L'emprise géographique a été choisie afin de capturer les vagues les plus énergétiques à ce pas de temps.

Les résultats de la simulation régionale sont présentés en termes d'élévation maximale du plan d'eau aux illustrations 32 (ensemble de la grille de calcul) et 33 (zoom sur les îles de Tahiti et Moorea).

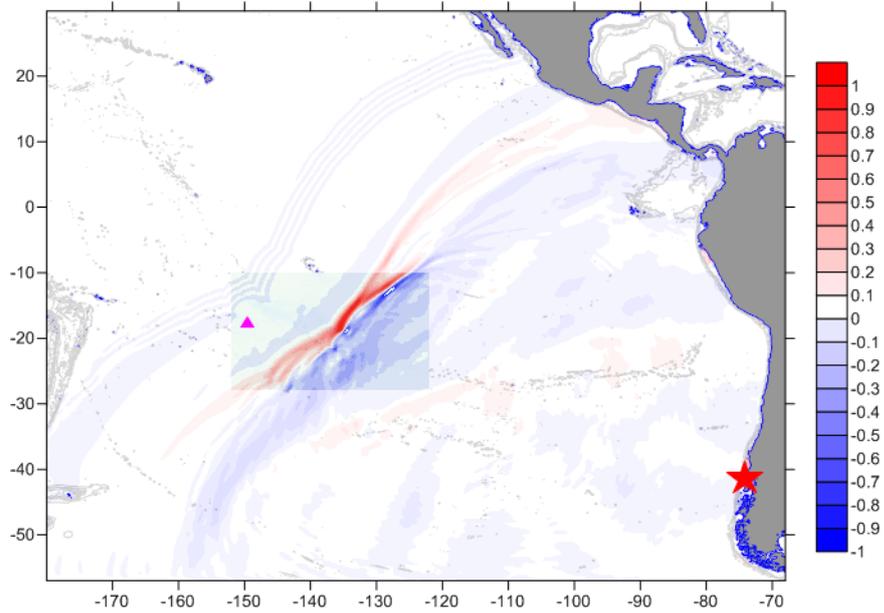


Illustration 31 – Scénario Chili 1960 : Elévation de la surface de l'eau après environ 9h30min de propagation transpacifique ; ces élévations ont été utilisées pour initier la simulation régionale ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti

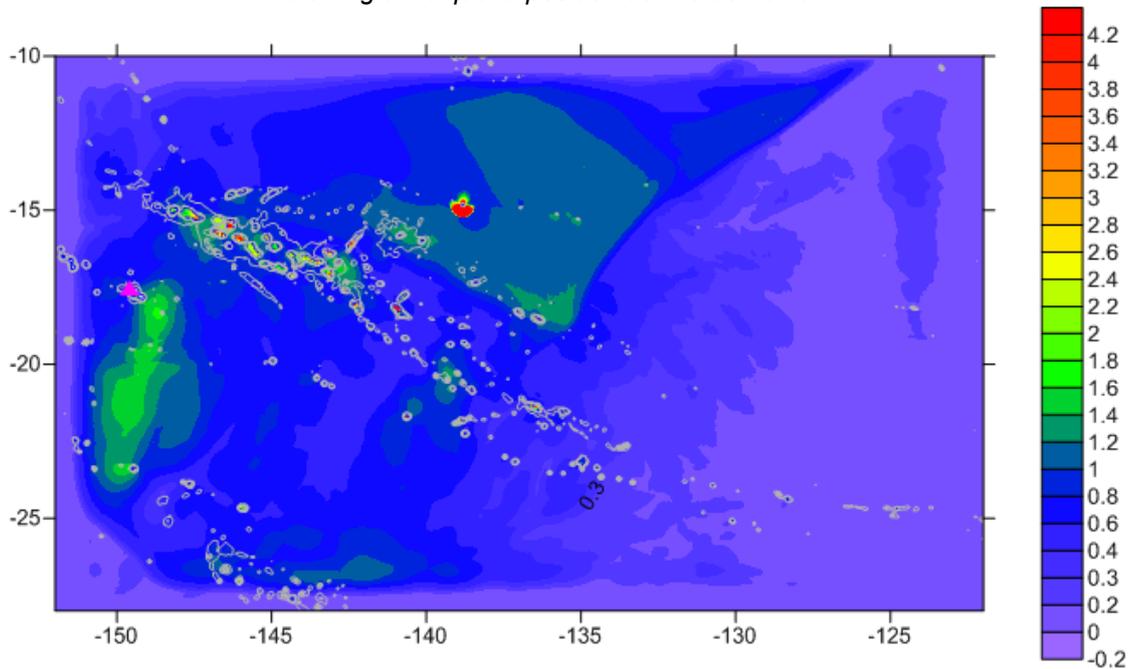


Illustration 32 – Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d'eau au cours des simulations régionales (résolution 1', soit environ 2 km) ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti

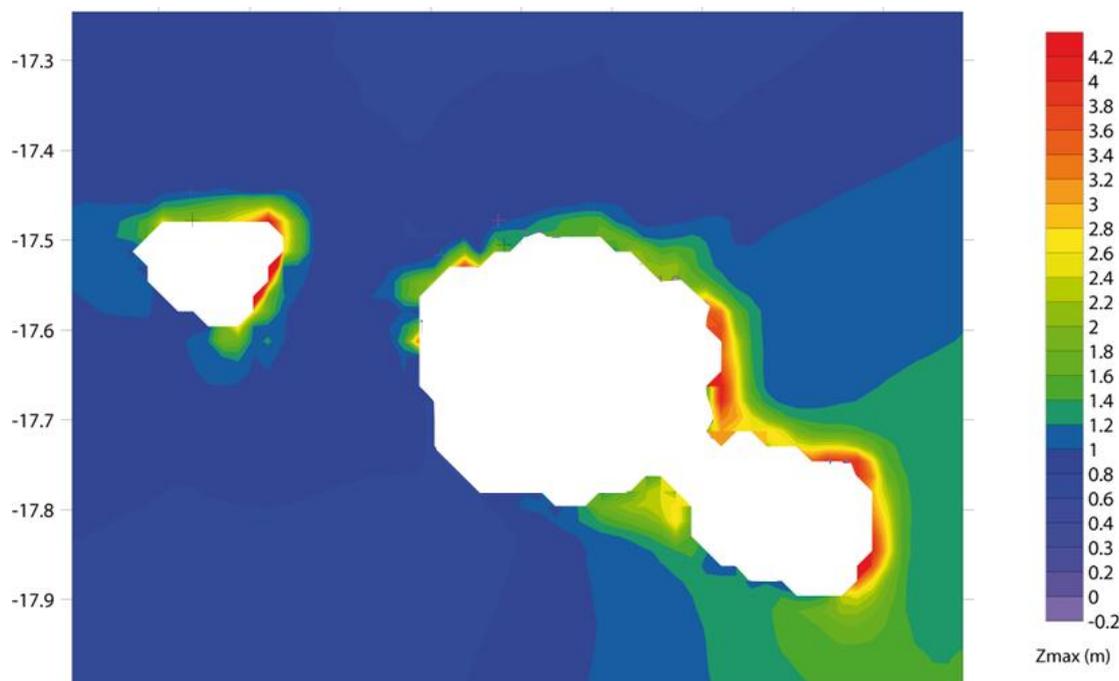


Illustration 33 - Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d'eau au niveau des îles de Tahiti et Moorea au cours des simulations régionales (résolution 1', soit environ 2 km)

Ces résultats montrent que la plupart des archipels (Marquises, Tuamotu, Société et Australes) peuvent être affectés par des hauteurs au large approchant les 2 m, voire les dépassant (visible notamment sur certaines îles des Tuamotu). Il faut noter que les résultats obtenus aux Gambier et à l'est des Tuamotu ne sont pas représentatifs, les premiers fronts de vague les ayant déjà dépassés lors de l'initiation de la simulation régionale.

Au niveau de Tahiti et Moorea, on remarque que si les façades sud-ouest des 2 îles restent relativement épargnées (hauteurs inférieures à 1 m), les façades nord peuvent être affectées par des hauteurs de 1,5 à 2 m, et les façades nord-est et est par des hauteurs dépassant les 3 à 4 m. Ces résultats restent cependant issus de la simulation régionale, à résolution 1' (environ 2 km), et n'incluent donc pas les effets de la bathymétrie locale à l'approche de la côte (récifs, hauts-fonds...).

Les résultats en termes de variations du niveau d'eau au niveau des 2 jauges numériques de Matavai et d'Opunohu (localisation par les points verts de l'illustration 15) sont représentés à l'illustration 34.

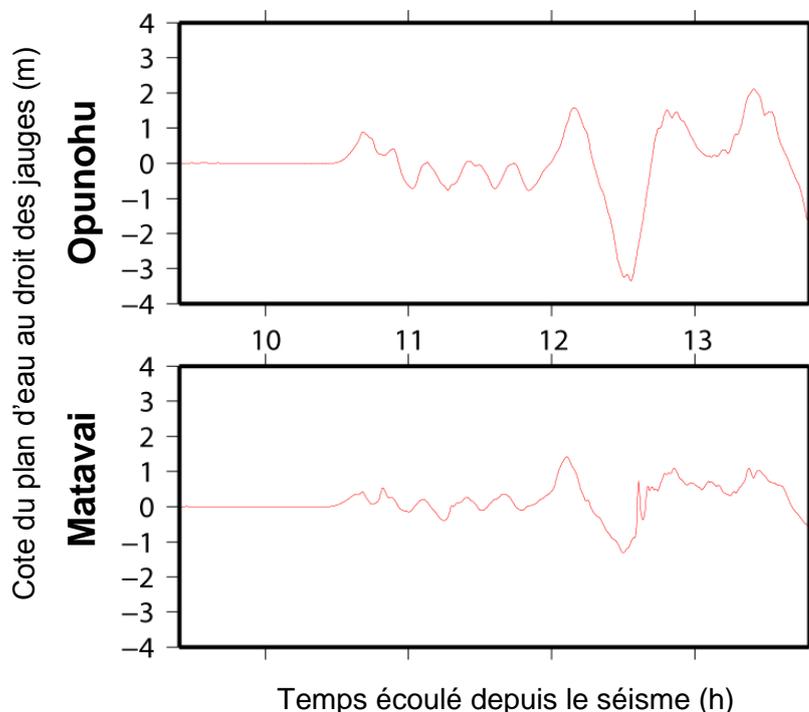


Illustration 34 – Scénario Chili 1960 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau des jauges numériques situées face aux baies de Matavai et d’Opunohu

Ces jauges numériques montrent clairement que les premières vagues, bien qu’importantes, sont loin d’être les plus hautes, puisque leurs amplitudes de crêtes restent inférieures au mètre alors qu’au-delà d’une heure et demi après l’arrivée de ces premières vagues, des amplitudes de crêtes de 1,5 à plus de 2 m peuvent être observées. Les vagues restent cependant sensiblement en phase sur les 2 sites, avec une première arrivée environ 10h45 après le séisme. On notera également que la baie d’Opunohu semble sensiblement plus affectée : la plus grande amplitude de crête y est observée (plus de 2 m environ 13,5 h après le séisme), et un important retrait (inférieur à -3 m) survient environ 12h30 après le séisme.

On peut également noter que sur les deux sites, aucun retrait n’annonce l’arrivée des premières vagues pour le scénario Chili 1960.

4.5.2. Scénario Aléoutiennes 1946

Les simulations régionales pour le scénario Aléoutiennes 1946 ont quant à elles été menées à une résolution plus fine, de 30", soit environ 1 km. L’emprise de cette grille figure sous la forme d’un cadre clair sur l’Illustration 20 ; la résolution a pu être augmentée par rapport au scénario Chili 1960 car les plus faibles longueurs d’onde associées à ce tsunami autorisent une plus faible emprise pour initier la simulation

régionale. Comme pour le scénario Chili 1960, et conformément à la méthodologie exposée au paragraphe 4.1.2, la simulation de la propagation régionale a été initiée par la grille transpacifique avant l'arrivée de la première vague majeure sur les Îles de la Société, soit environ 10 h après le séisme. L'élévation du plan d'eau à cet instant est représentée à l'illustration 35. L'emprise géographique a été choisie afin de capturer les vagues les plus énergétiques à ce pas de temps.

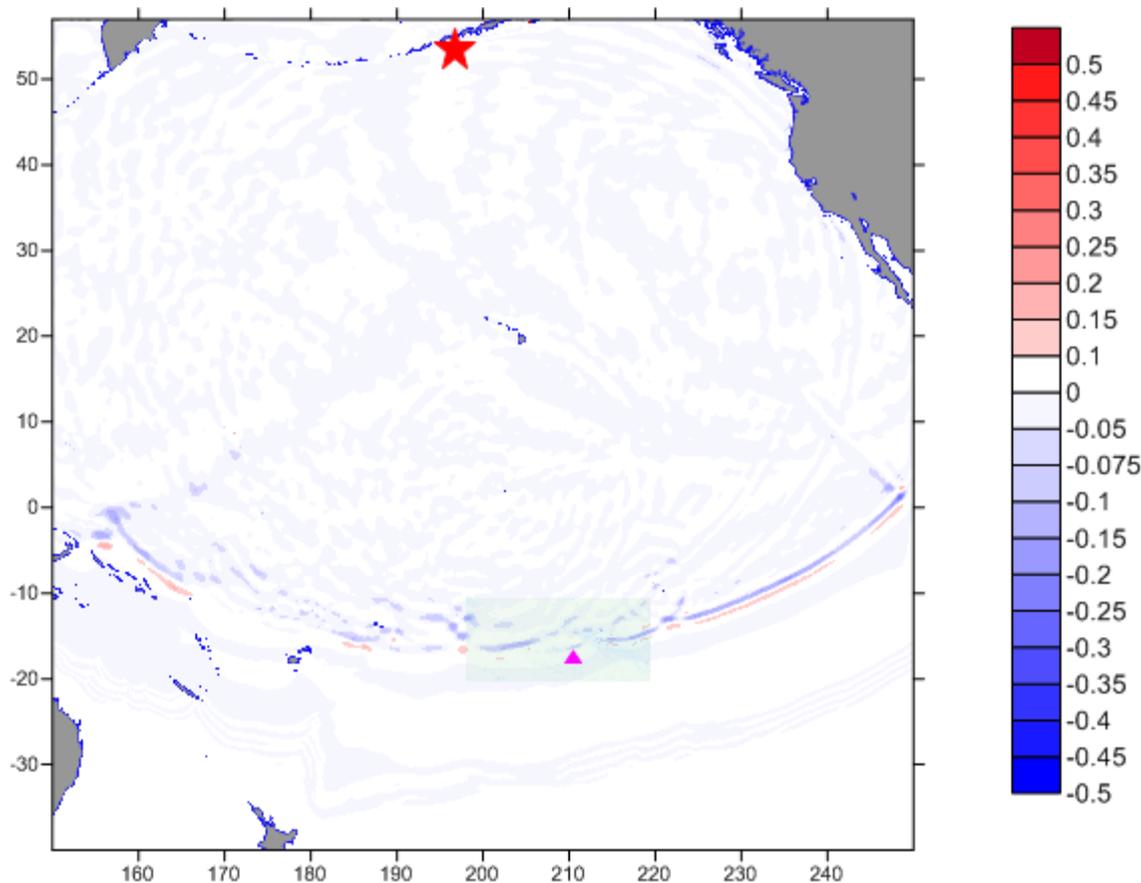


Illustration 35 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation de la surface de l'eau après environ 10 h de propagation transpacifique ; ces élévations (ajoutées aux vitesses des courants) ont été utilisées pour initier la simulation régionale ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti

Les résultats de la simulation régionale sont présentés en termes d'élévation maximale du plan d'eau aux illustrations 36 (ensemble de la grille de calcul) et 37 (zoom sur les îles de Tahiti et Moorea).

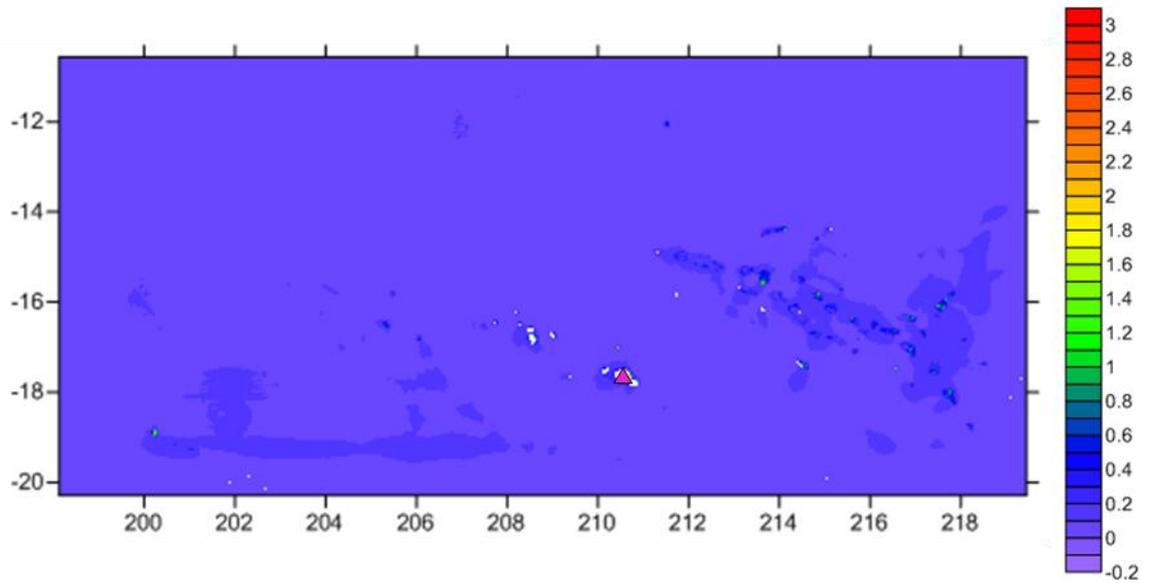


Illustration 36 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau au cours des simulations régionales (résolution 30", soit environ 1 km) ; le triangle indique la position de l'île de Tahiti

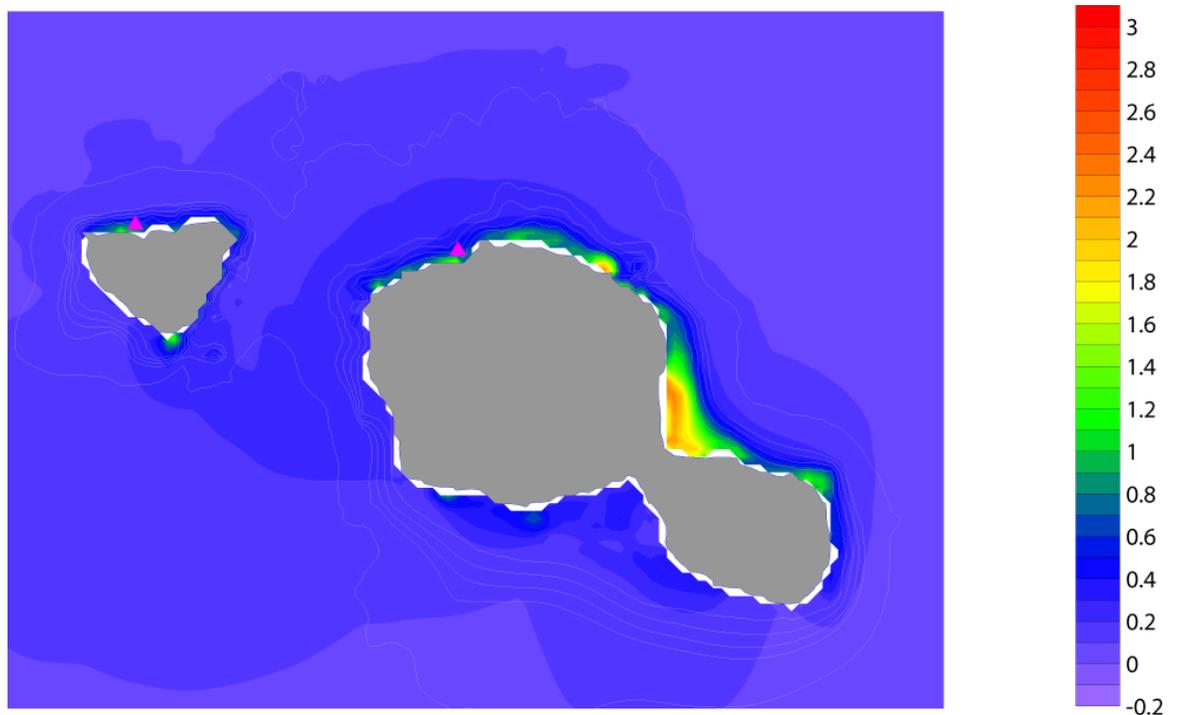


Illustration 37 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau au niveau des îles de Tahiti et Moorea au cours des simulations régionales (résolution 30", soit environ 1 km)

Ces résultats montrent des hauteurs de vagues bien plus faibles que pour le scénario Chili 1960 : les hauteurs au large restant en général de l'ordre de quelques décimètres, et ne dépassant le mètre que très localement (Tuamotu, Marquises...).

Au niveau de Tahiti et Moorea, les hauteurs des vagues sont également beaucoup plus faibles que dans le scénario Chili 1960 : à Moorea, les hauteurs maximales des vagues ne dépassent guère les 0,5 à 0,6 m, sauf localement au niveau de la baie d'Opunohu et de la pointe sud de l'île où elles peuvent devenir métriques ; à Tahiti, la façade sud de l'île reste assez épargnée (hauteurs de vagues maximales de 0,5 à 0,6 m), alors que la façade nord est affectée par des vagues métriques, pouvant même atteindre 2 m localement (notamment entre Tahiti Iti et Tahiti Nui). Comme précisé pour le scénario Chili 1960, ces résultats restent issus de la simulation régionale, à résolution 30" (environ 1 km), et n'incluent donc pas les effets de la bathymétrie locale à l'approche de la côte.

Les résultats en termes de variations du niveau d'eau au niveau des 2 jauges numériques de Matavai et d'Opunohu (localisation par les points verts de l'illustration 15) sont représentés à l'illustration 38.

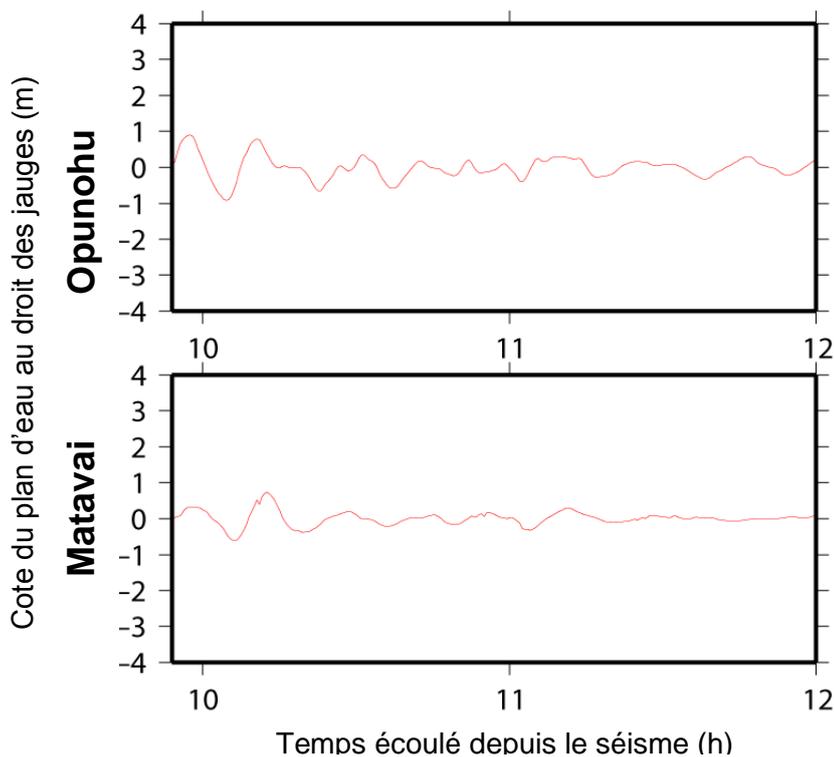


Illustration 38 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau des jauges numériques situées face aux baies de Matavai et d'Opunohu

Les jauges numériques montrent cette fois que les premières vagues sont les plus importantes, avec des amplitudes de crêtes approchant le mètre sur la première ou la

deuxième vague, alors que les vagues suivantes présentent des amplitudes de crête ne dépassant pas les 0,4 m. Les vagues sont là encore sensiblement en phase sur les 2 sites, avec une première arrivée un peu moins de 10 h après le séisme. Comme pour le scénario Chili 1960, la baie d'Opunohu est affectée par des vagues sensiblement plus importantes que la baie de Matavai. Par rapport à la simulation transpacifique, une nette amplification du tsunami apparaît à l'approche de la côte, sans que les vagues n'atteignent toutefois le niveau de celles du scénario Chili 1960 en termes d'amplitudes de crêtes et de longueurs d'onde.

Comme pour le scénario Chili 1960, aucun des deux sites ne subit de retrait sensible annonçant l'arrivée des premières vagues.

5. Submersion à terre au niveau des baies de Matavai et d'Opunohu

5.1. SCENARIOS SIMULES

Parmi les 5 scénarios dont la propagation transpacifique a été simulée (paragraphe 5.1), seuls les deux plus impactants historiquement ont fait l'objet d'une simulation à échelle régionale afin de pouvoir modéliser à haute résolution la submersion à terre. Il s'agit des scénarios du tsunami généré par **le séisme de 1960 au Chili**, qui est le plus impactant d'après les simulations menées à grande échelle, et de celui généré par **le séisme de 1946 aux îles Aléoutiennes**, qui est le plus destructeur historiquement bien que cela ne transparaît pas dans les simulations à grande échelle (paragraphe 4.4.7).

5.2. METHODOLOGIE MISE EN OEUVRE

Les simulations de submersion ont été menées à des résolutions de 5 m sur chacune des baies, à partir des modèles numériques d'élévation présentés au paragraphe 3.2.2 et aux illustrations 3 et 4.

Des simulations ont également été menées sur la baie d'Opunohu sur un MNE de résolution 3 m. Ces tests ont permis de vérifier que la résolution de 5 m suffisait pour une bonne représentation de la submersion, une résolution plus fine n'améliorant que marginalement les résultats, au prix d'un temps de calcul considérablement plus élevé.

5.2.1. Le code de calcul SURFWB

Afin de modéliser au mieux la submersion à terre en milieu urbanisé (prise en compte du bâti et des ouvrages côtiers), un chainage a été développé entre le codes GEOWAVE et le code SURFWB. Cette méthode a notamment déjà été utilisée dans le cadre du projet ALDES pour simuler le tsunami survenu sur Antibes en 1979, suite au glissement du remblai de l'aéroport de Nice lors de son extension (Le Roy *et al.*, 2011). Les résultats obtenus se sont révélés tout à fait satisfaisants, apportant des améliorations significatives par rapport aux simulations effectuées jusqu'alors, tant en termes de propagation du tsunami que de la submersion à terre.

Description

Le code SURFWB (Marche *et al.*, 2007) est un modèle « vague à vague » permettant de simuler les écoulements littoraux dans le cas de fortes variations topographiques (dont le bâti) grâce à la mise en place de schémas à capture de choc et bien équilibrés (« Well-balanced »). Il est issu de la dérivation d'un modèle de Saint-Venant visqueux bi-dimensionnel à partir des équations de Navier-Stokes homogènes et

incompressibles. Il inclut des termes de diffusion, de friction, de Coriolis ou encore de tension de surface de manière rigoureuse d'un point de vue mathématique. Il converge par ailleurs vers l'état stationnaire au repos après le passage d'une onde et gère de manière satisfaisante les découvements/recouvrements. Une description plus détaillée de SURFWB peut être trouvée dans Marche *et al.* (2007).

SURFWB offre la possibilité d'utiliser différentes lois pour tenir compte du frottement au fond. Dans cette étude nous avons opté pour une loi classique dite de Manning. Deux coefficients de Manning (représentatifs de la rugosité de la surface) ont été choisis selon que l'on soit à terre ou en mer :

- 0,05 s/m^{1/3} à terre (valeur typiquement utilisée pour des surfaces végétalisées, comme le sont typiquement les baies de Matavai et d'Opunohu ; on peut noter que les surfaces artificialisées par du bitume et du béton se caractérisent par une friction moindre) ;
- 0,025 s/m^{1/3} classiquement utilisée en mer.

5.2.2. Forçages

Les simulations de submersions ont été menées en imposant sur chacune des 2 grilles (Matavai / Opunohu) un signal temporel de niveau d'eau homogène sur tout le bord, établi directement à l'aide des jauges numériques implémentées dans les simulations régionales (résolutions de 1' pour le scénario Chili 1960 et de 30" pour le scénario Aléoutiennes 1946). Les jauges utilisées sont donc celles placées au large des baies de Matavai et d'Opunohu dans les simulations régionales (représentées sur l'illustration 30).

Pour des raisons de temps de calcul, les simulations ont été menées uniquement sur les vagues principales qui affectent les 2 baies. Les signaux temporels simulés sur chacune des 2 grilles sont représentés aux illustrations 39 et 40 pour le scénario Chili 1960, et aux illustrations 41 et 42 pour le scénario Aléoutiennes 1946.

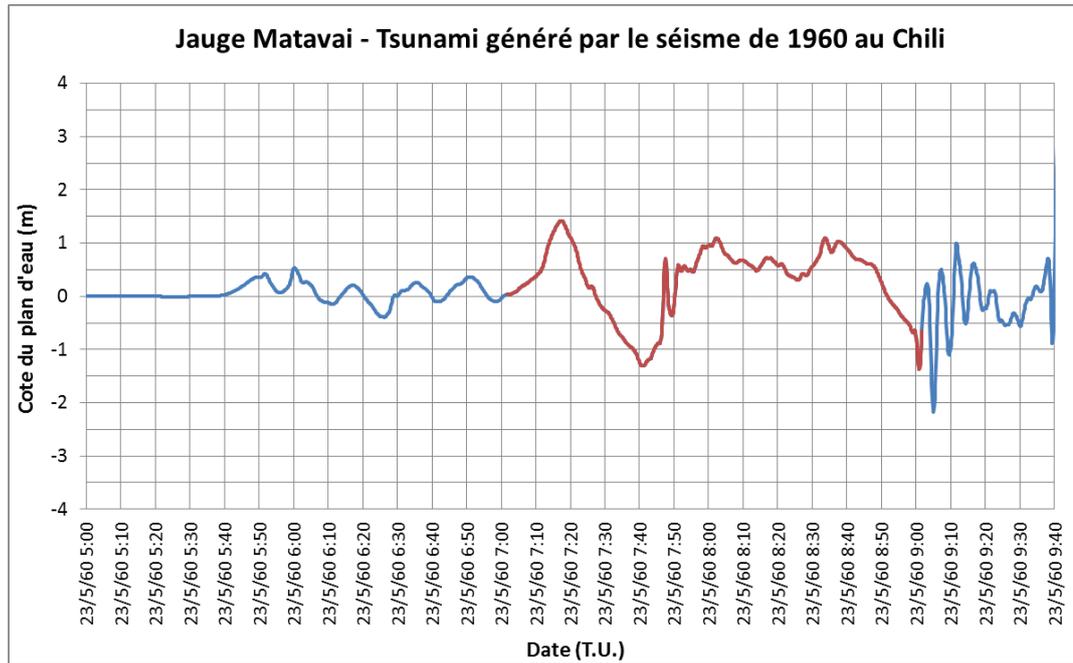


Illustration 39 – Scénario Chili 1960 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau de la jauge numérique située face à la baie de Matavai et tronçon du signal conservé pour les simulations de submersion (en rouge)

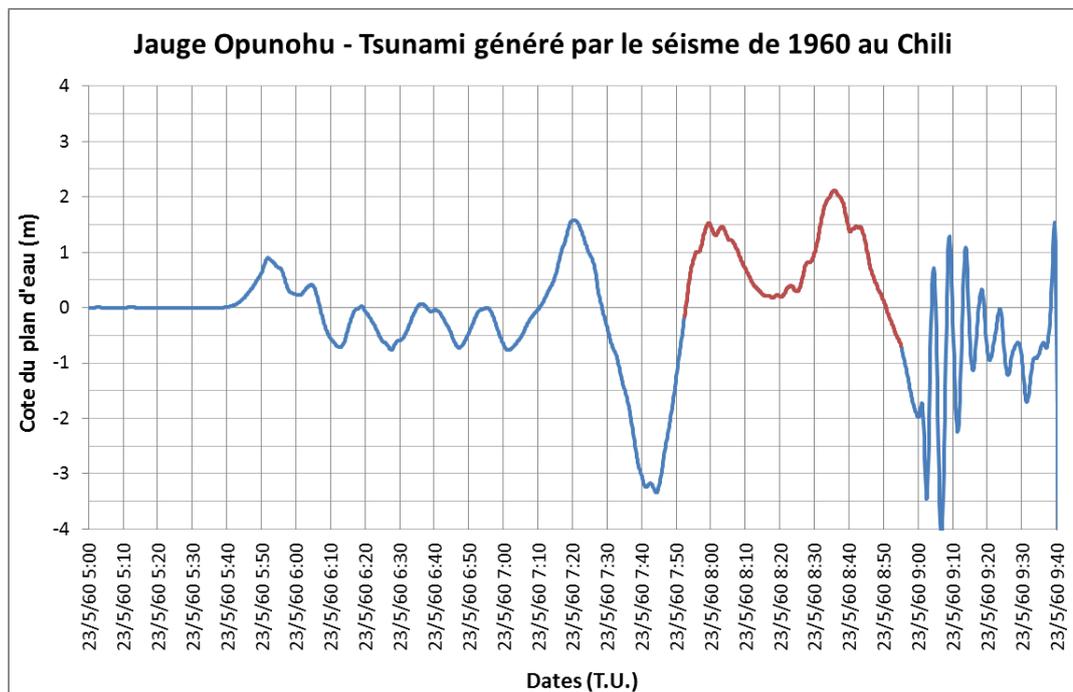


Illustration 40 – Scénario Chili 1960 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau de la jauge numérique située face à la baie d’Opunohu et tronçon du signal conservé pour les simulations de submersion (en rouge)

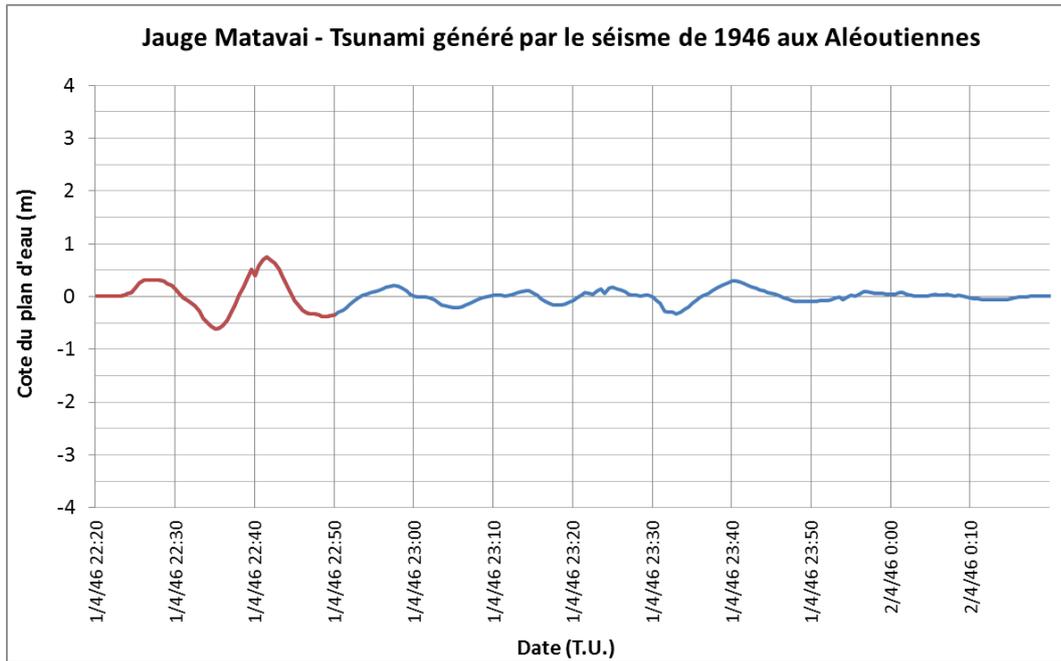


Illustration 41 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau de la jauge numérique située face à la baie de Matavai et tronçon du signal conservé pour les simulations de submersion (en rouge)

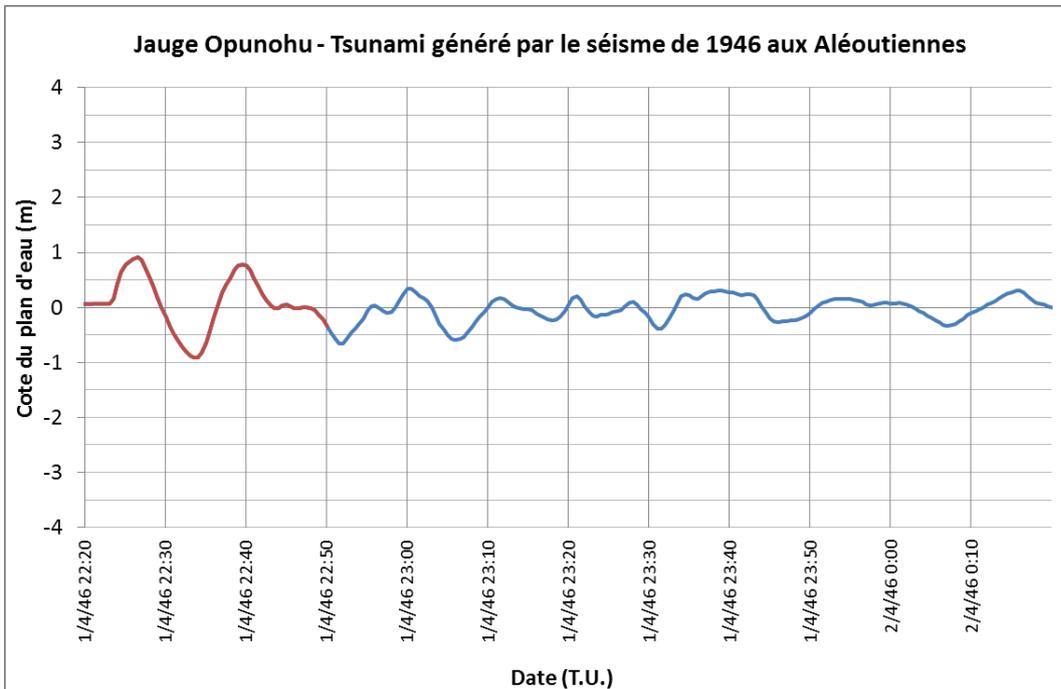


Illustration 42 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Variations du niveau de la mer pendant la simulation régionale au niveau de la jauge numérique située face à la baie d’Opunohu et tronçon du signal conservé pour les simulations de submersion (en rouge)

5.2.3. Grilles de calcul

Afin de mettre en œuvre cette méthode avec le code SURFWB, il s'est avéré nécessaire d'effectuer un changement de référentiel à travers une rotation globale des grilles de calcul, afin de pouvoir imposer sur un seul bord de la grille (côté gauche) un signal homogène et orthogonal à ce bord. Le calcul est donc mené dans une projection spécifique, les résultats étant ensuite ramenés dans la projection géographique RGPF UTM6S. Les grilles de calcul utilisées pour les simulations sont présentées aux illustrations 43 et 44. On peut noter qu'en raison de contraintes numériques le choix des positions des forçages et des emprises a fait l'objet d'un soin particulier (cohérence en termes de profondeur avec les jauges des rangs supérieurs, éviter de forcer à des profondeurs trop ou pas assez importantes...).

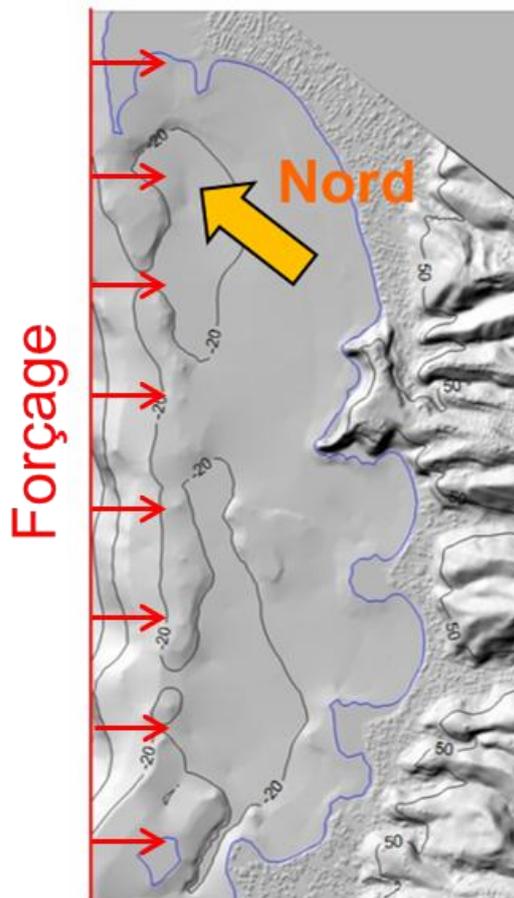


Illustration 43 – Aperçu du MNE (résolution 5 m) utilisé pour un forçage homogène sur la baie de Matavai (rotation antihoraire de 52°)

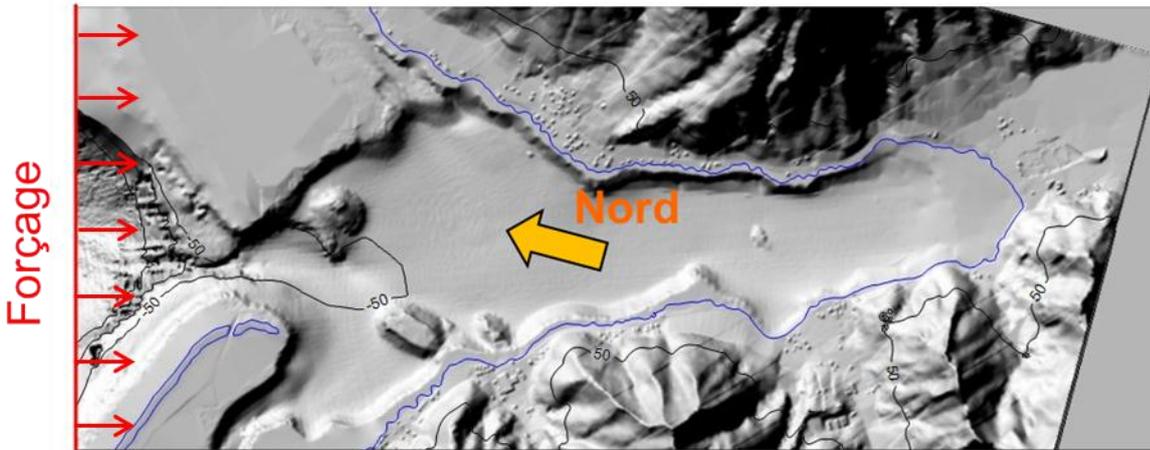


Illustration 44 - Aperçu du MNE (résolution 5 m) utilisé pour un forçage homogène sur la baie d'Opunohu (rotation antihoraire de 75°)

5.2.4. Marée

Les niveaux de marée ont été fixés de manière à s'approcher au plus près de la marée lors de l'événement historique, en accord avec les périodes simulées telles que présentées au paragraphe 5.2.2. Ces niveaux ont été déterminés à l'aide du logiciel SHOMAR (réalisé par le SHOM). Les niveaux finalement retenus sont présentés dans le tableau de l'illustration 45.

Site	Evénement	Date - Heure	Port de référence retenu	Marée (m / 0 IGN)
Baie de Matavai	Chili 1960	23/05/1960 – 07h30 TU (22/05/1960 – 21h30 loc.)	Matavai	+ 0,06 m
	Aléoutiennes 1946	01/04/1946 – 22h40 TU (01/04/1946 – 12h40 loc.)	Matavai	+ 0,12 m
Baie d'Opunohu	Chili 1960	23/05/1960 – 08h30 TU (22/05/1960 – 22h30 loc.)	Papeete	+ 0,32 m
	Aléoutiennes 1946	01/04/1946 – 22h40 TU (01/04/1946 – 12h40 loc.)	Papeete	+ 0,38 m

Illustration 45 – Niveaux de marée retenus sur les baies de Matavai et d'Opunohu pour les tsunamis générés par les séismes de 1960 au Chili et de 1946 aux îles Aléoutiennes

5.2.5. Détermination de niveaux d'intensité

Dans la présente étude, les niveaux d'intensité ont été définis pour chaque scénario en croisant les résultats de hauteurs d'eau et de vitesses maximales vis-à-vis du déplacement d'une personne (Illustration 46). Il convient de garder à l'esprit que les hauteurs d'eau maximales et les vitesses maximales utilisées dans ce croisement ne sont pas nécessairement simultanés dans le temps, ce qui tend à utiliser une approche conservatrice de l'intensité.

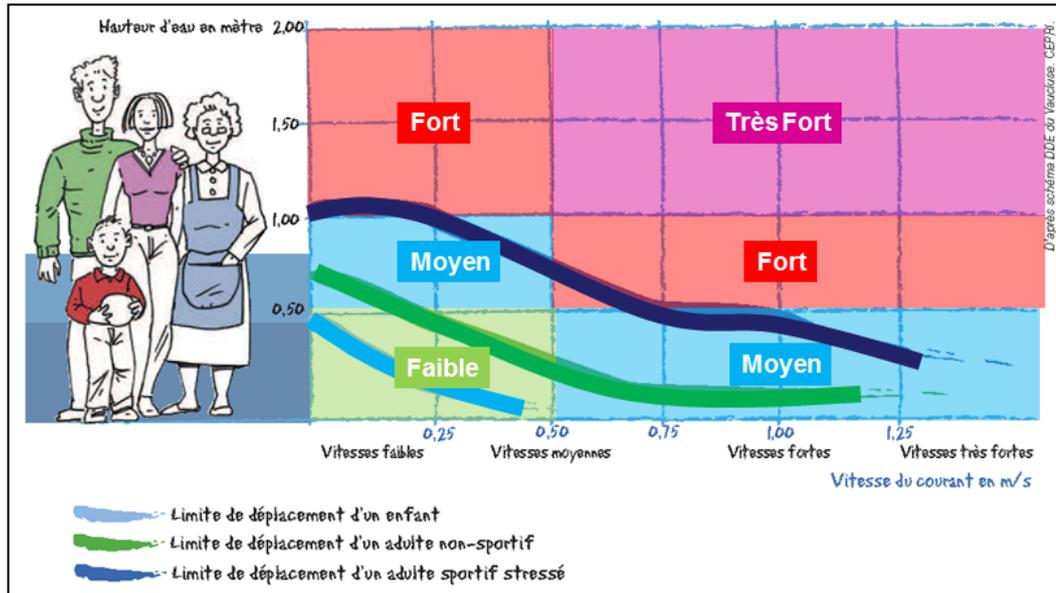


Illustration 46 - Méthode de définition des zones d'intensité par croisement hauteur d'eau – vitesse d'écoulement.

5.3. RESULTATS DES SIMULATIONS DE SUBMERSION

5.3.1. Tsunami généré par le séisme de 1960 au Chili

Résultats de la simulation sur la baie de Matavai

Sur la baie de Matavai, les simulations du tsunami causé par le séisme de 1960 au Chili couvrent une période de 2 h, s'étendant entre le 23/05/1960 à 07h01 T.U. et le 23/05/1960 à 09h01 T.U.. Cette période ne couvre pas l'arrivée des premières ondes à Matavai, mais inclut les principales vagues susceptibles d'affecter la côte.

La cote maximale du plan d'eau pendant la période simulée (le 23/05/1960 de 07h01 à 09h01 T.U.) est représentée à l'illustration 47.

L'amplification du tsunami à l'approche de la côte apparaît nettement sur cette carte, puisqu'alors que la cote maximale ne dépasse pas les 1,5 m au niveau du forçage, elle atteint a minima 1,75 m à la côte, et peut localement dépasser 2,7 m voire 3 m au fond des baies.

A l'illustration 48 est présentée la carte des hauteurs maximales à terre dans les zones submergées sur la baie de Matavai, avec à titre illustratif un zoom sur le sud de la Pointe de Vénus à l'illustration 49.

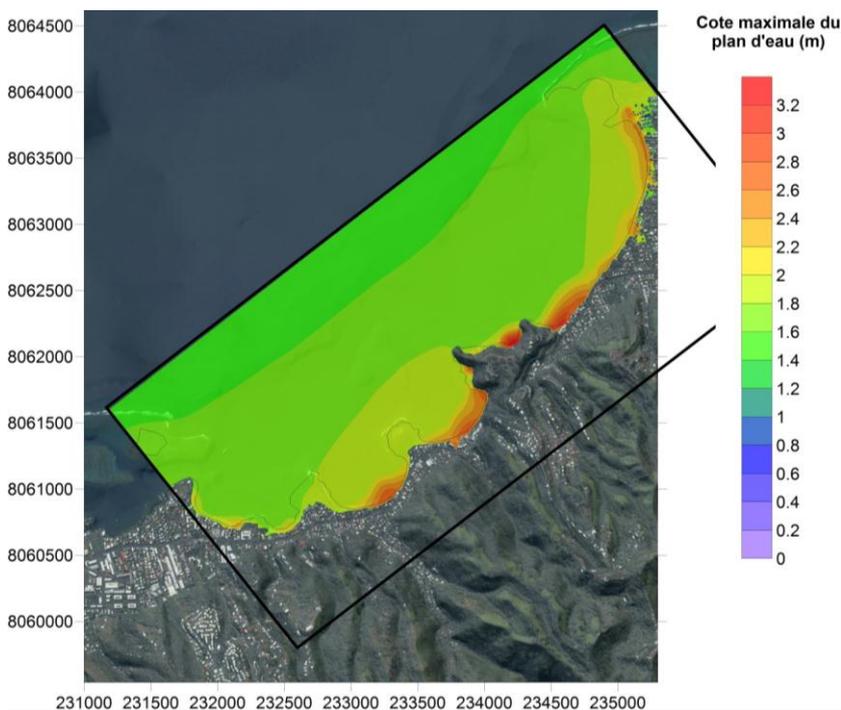


Illustration 47 - Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d'eau (en mètres, cf. 0 IGN) dans la baie de Matavai calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU

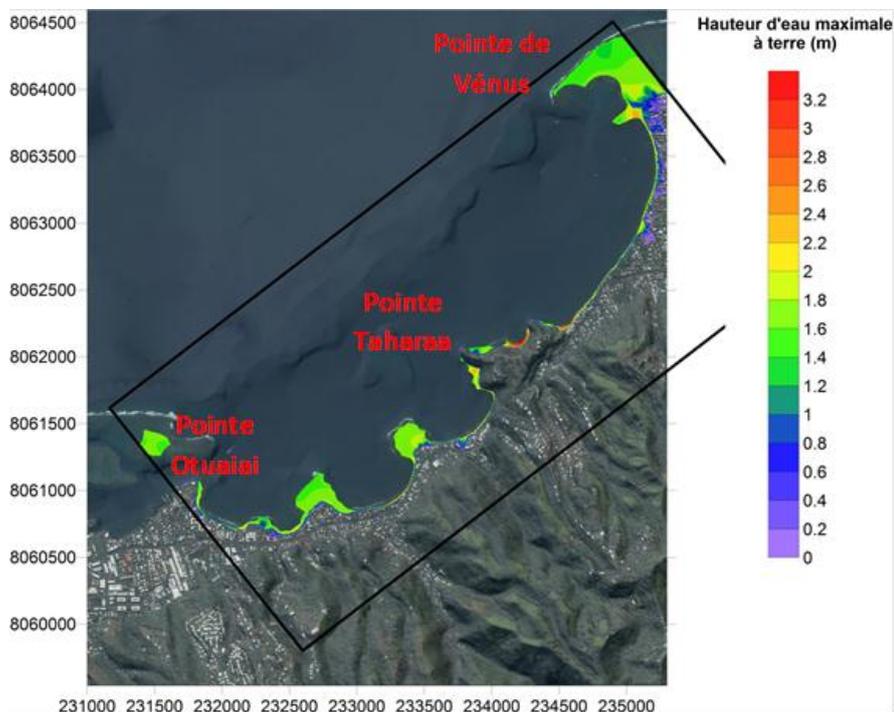


Illustration 48 - Scénario Chili 1960 : Hauteurs d'eau maximales à terre (en mètres) dans la baie de Matavai calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU

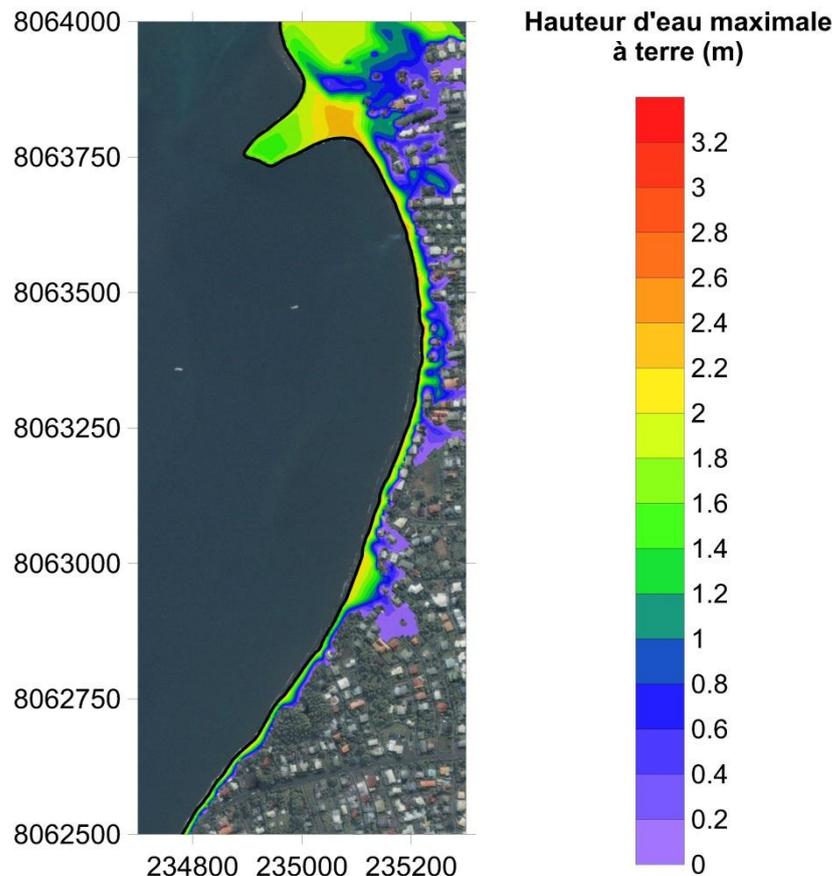


Illustration 49 - Scénario Chili 1960 : Hauteurs d'eau maximales à terre (en mètres) au niveau du sud de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (résolution 5 m)

Les zones affichées comme submergées sur cette carte correspondent majoritairement aux plages séparant les petites baies au sud de la zone et au récif de la Pointe de Vénus, qui sont affectés par des hauteurs d'eau supérieures à 1,5 m.

Au sud-ouest de la zone, de la Pointe Otuaiai à la Pointe Taharaa, la submersion reste très limitée et quasiment cantonnée aux plages et au front de mer, avec toutefois des hauteurs d'eau pouvant atteindre 1,7 m à localement plus de 2 m. Seules les maisons situées en front de mer peuvent être atteintes par le tsunami, généralement par quelques décimètres d'eau seulement.

A la Pointe Taharaa, les plages peuvent être affectées par 2 à 3 m d'eau, mais la topographie abrupte ne permet pas de pénétration importante à terre.

Entre la Pointe Taharaa et la Pointe de Vénus, l'inondation peut être plus significative, devenant de plus en plus importante vers l'extrémité de la Pointe de Vénus : vers la Pointe Taharaa, seuls les bâtiments du front de mer peuvent être affectés par des hauteurs d'eau pouvant approcher le mètre, alors que vers la Pointe de Vénus l'eau peut dépasser les premières rangées de bâtiments pour atteindre les bâtiments situés

en retrait, avec des hauteurs d'eau généralement inférieures à 50 cm, et décroissant avec la distance à la côte. La profondeur d'inondation (i.e. la distance parcourue par l'eau dans les terres par rapport au rivage, Illustration 2) peut alors approcher les 150 m. Encore plus au nord-est, sur la Pointe de Vénus, l'eau pénètre significativement dans les terres, avec des hauteurs d'eau pouvant localement atteindre le mètre. Le parc situé à l'extrémité de la Pointe de Vénus est intégralement affecté, avec des hauteurs d'eau maximales de 0,5 à 1,5 m.

Les courants maximaux atteints au cours de la simulation sont représentés à l'illustration 50, avec un zoom sur le sud de la Pointe de Vénus à l'illustration 51.

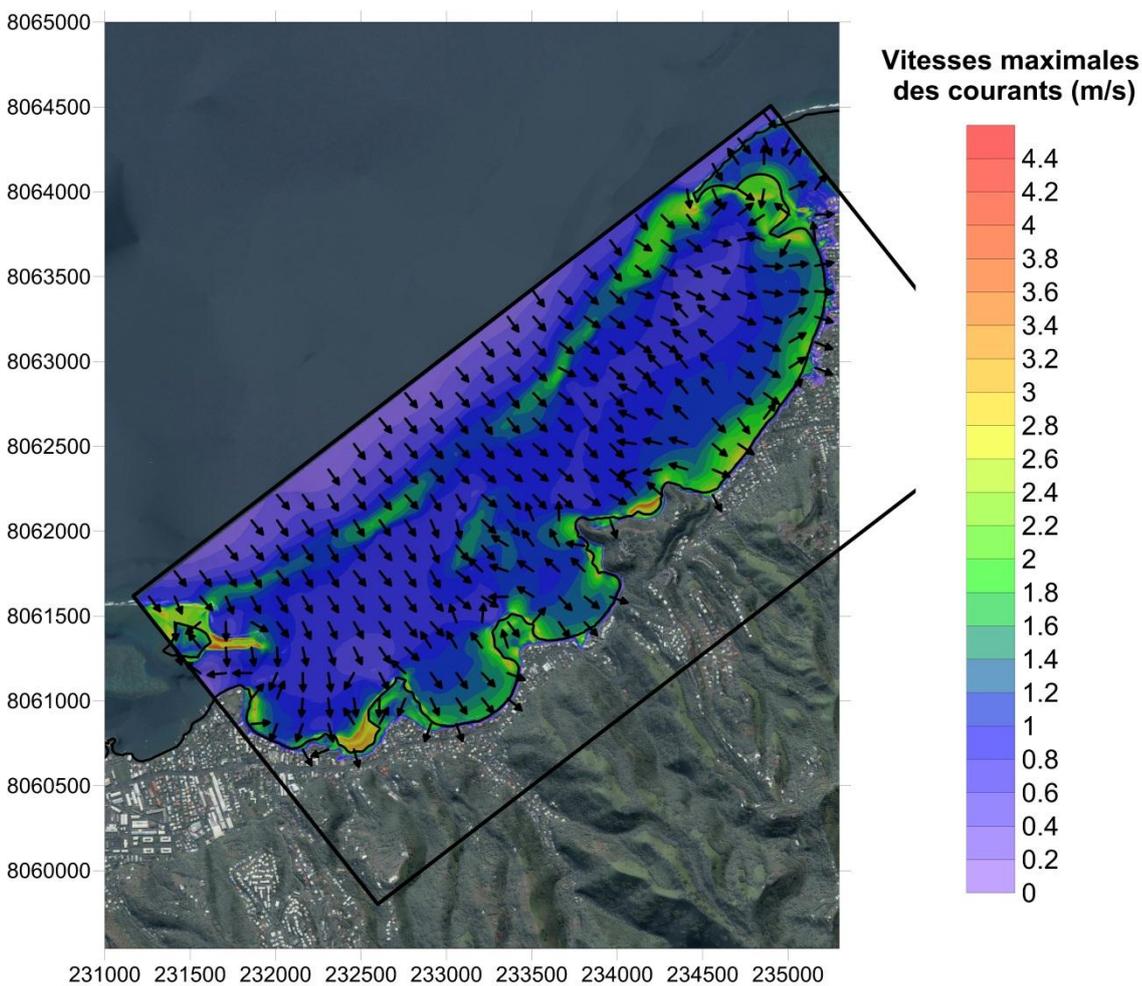


Illustration 50 - Scénario Chili 1960 : Vitesses maximales des courants (en m/s) dans la baie de Matavai calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (résolution 5 m)

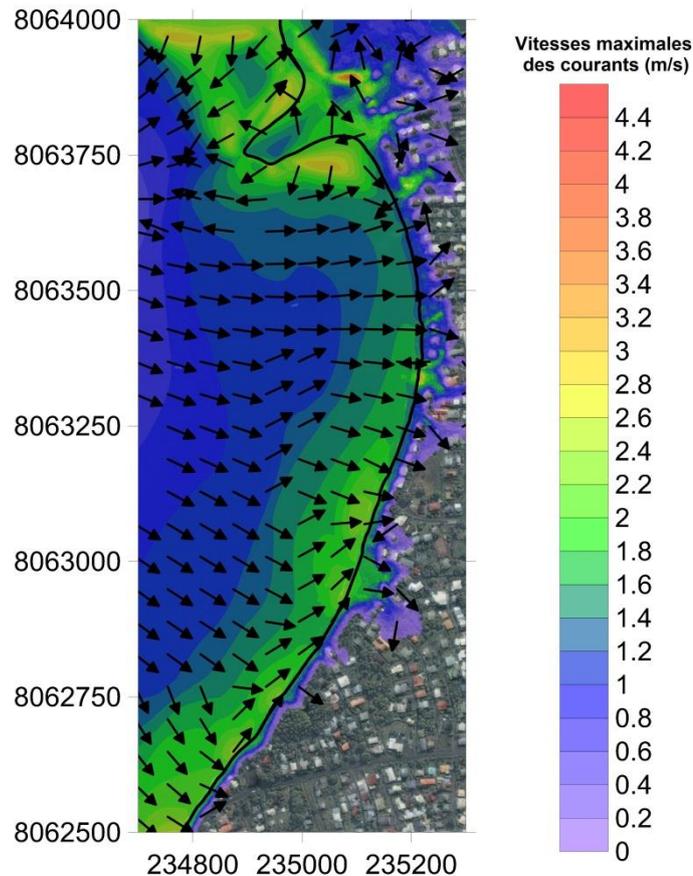


Illustration 51 - Scénario Chili 1960 : Vitesses maximales des courants (en m/s) au sud de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (résolution 5 m)

Il apparaît qu'au large, les courants maximaux sont globalement atteints pendant la phase de flux, sauf localement entre la Pointe de Taharaa et la Pointe de Vénus où c'est pendant le reflux que les vitesses sont maximales. Les courants au large restent globalement assez modérés (inférieurs à 1 m/s), sauf au niveau des haut-fonds et récifs où le courant peut s'accélérer à 1,5 à 2 m/s.

Au rivage, les courants atteignent typiquement 2 m/s, mais ils peuvent être considérablement plus rapides (3 à 3,5 m/s) dans les petites baies fermées où l'eau reste partiellement piégée pendant les phases de reflux.

A terre, les courants atteignent 1 à 2 m/s, voire très localement 3 m/s près du rivage dans les secteurs où l'eau parvient à pénétrer dans les terres (par exemple 3,6 m/s dans le parc au bout de la Pointe de Vénus). Là où l'eau pénètre significativement dans les terres, la vitesse se réduit par contre sensiblement pour rester inférieure à 0,5 à 1 m/s.

La carte d'intensité issue de ces hauteurs d'eau maximales et de ces courants maximaux a été établie conformément à la méthode exposée au paragraphe 5.2.5, et est représentée à l'illustration 52, avec un zoom à l'illustration 53.

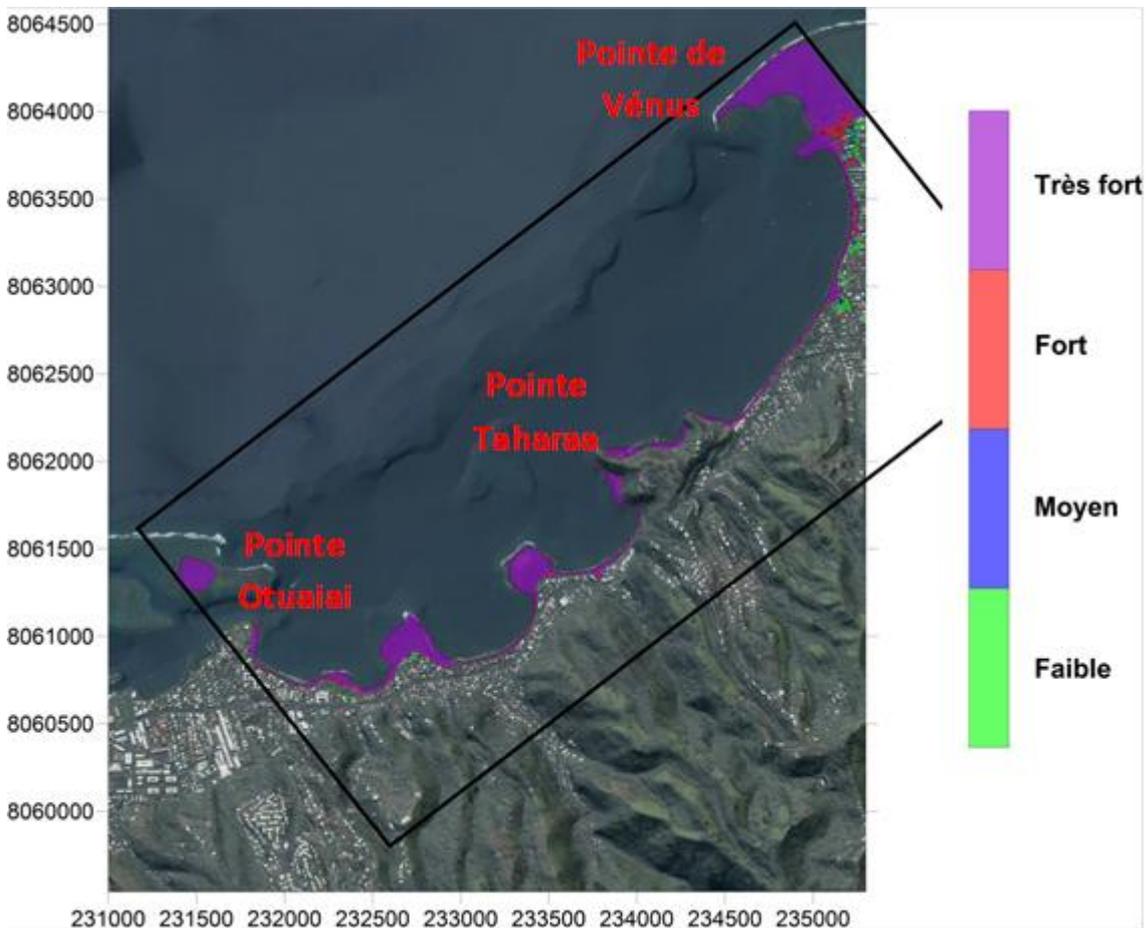


Illustration 52 - Scénario Chili 1960 : Niveaux d'intensité dans la baie de Matavai (résolution 5 m)

Ce résultat montre au final que tout le front de mer et les plages sont exposés à de très fortes intensités. Les autres niveaux d'intensité sont globalement peu représentés, sauf dans les zones où l'eau pénètre significativement à terre : l'intensité tend alors à décroître au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte, pour atteindre un niveau faible dans les rues les plus éloignées de la côte (ces zones exposées à de faibles intensités peuvent couvrir des surfaces importantes aux extrémités de l'inondation, notamment dans le secteur de la Pointe de Vénus). On peut également noter que d'après les simulations le parc à l'extrémité de la Pointe de Vénus est intégralement affecté par des intensités fortes à très fortes.

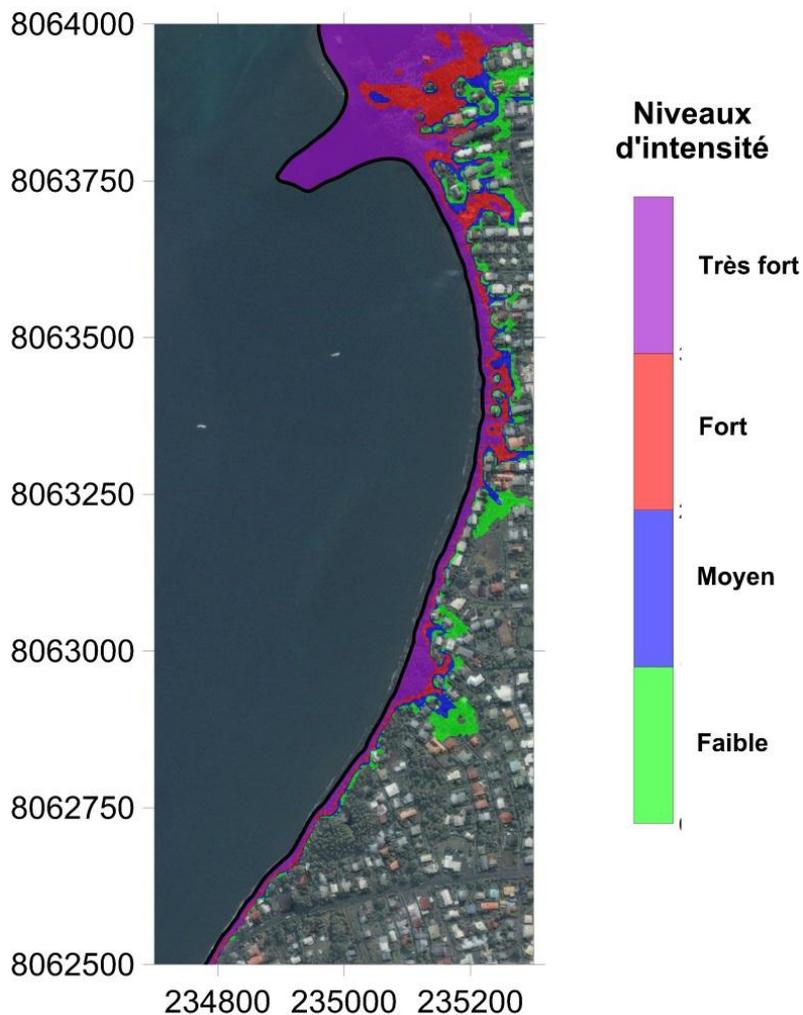


Illustration 53 - Scénario Chili 1960 : Niveaux d'intensité au sud de la Pointe de Vénus dans la baie de Matavai (résolution 5 m)

Résultats de la simulation sur la baie d'Opunohu

Sur la baie d'Opunohu, les simulations du tsunami causé par le séisme de 1960 au Chili couvrent une période d'environ 1 h, s'étendant entre le 23/05/1960 à 07h52 T.U. et le 23/05/1960 à 08h55 T.U.. Comme à Matavai, cette période ne couvre pas l'arrivée des premières ondes, mais inclut les principales vagues susceptibles d'affecter la côte.

La cote maximale du plan d'eau pendant la période simulée (le 23/05/1960 de 07h52 à 08h55 T.U.) est représentée à l'illustration 54.

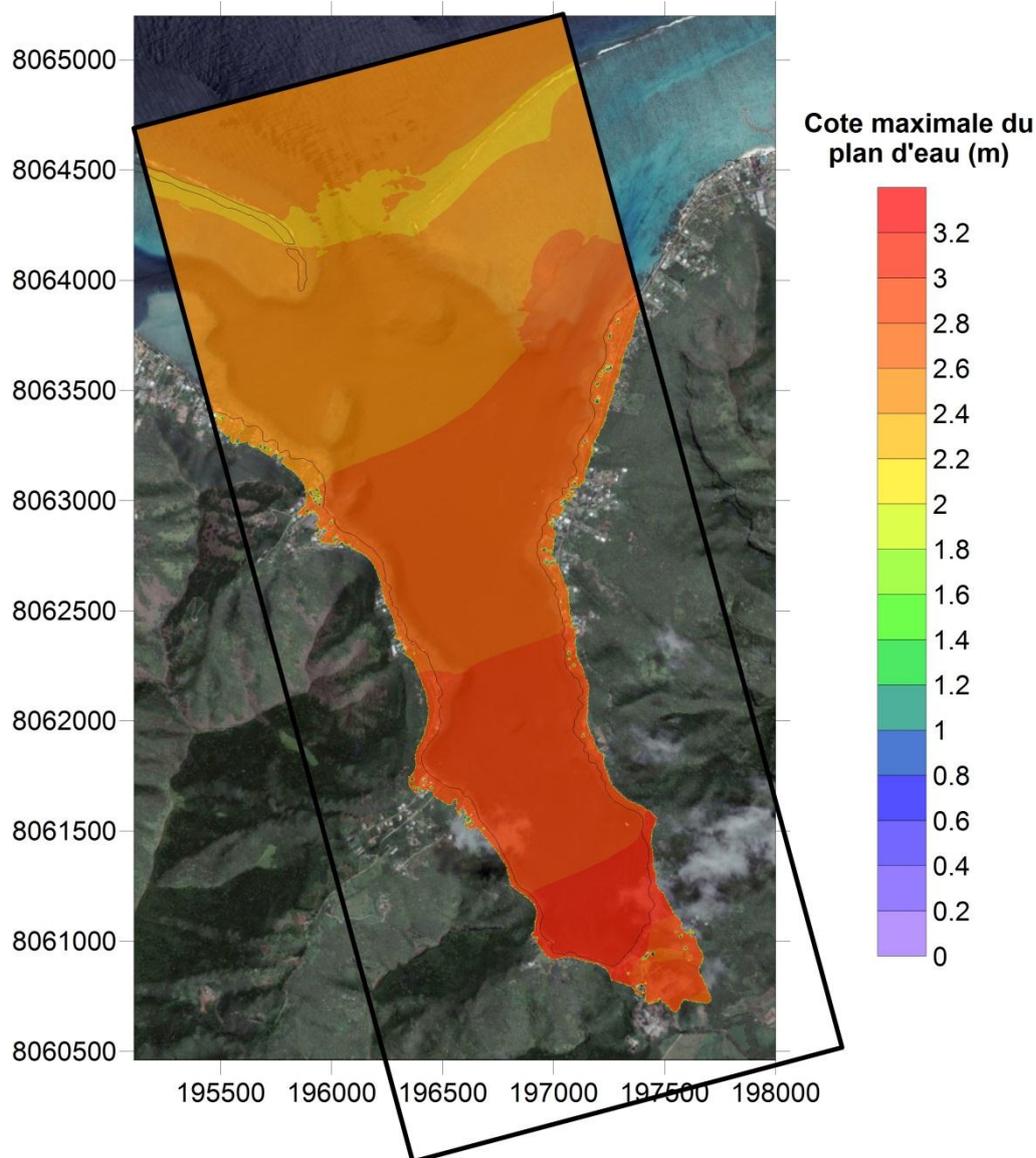


Illustration 54 - Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d'eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) dans la baie d'Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m)

L'amplification du tsunami à l'approche de la côte apparait moins nettement qu'en baie de Matavai ; une certaine amplification est visible (d'environ 2,4 m en entrée, au niveau du forçage, à plus de 3 m en fond de baie), mais elle est également liée à la concentration de l'eau sur une surface se restreignant au fur et à mesure que l'onde avance dans la baie. Le récif à l'entrée de la baie semble avoir un certain effet protecteur en atténuant les vagues, mais cet effet reste très limité (quelques centimètres de moins seulement sur le maximum).

La carte des hauteurs maximales à terre au cours de la simulation est présentée à l'illustration 55.

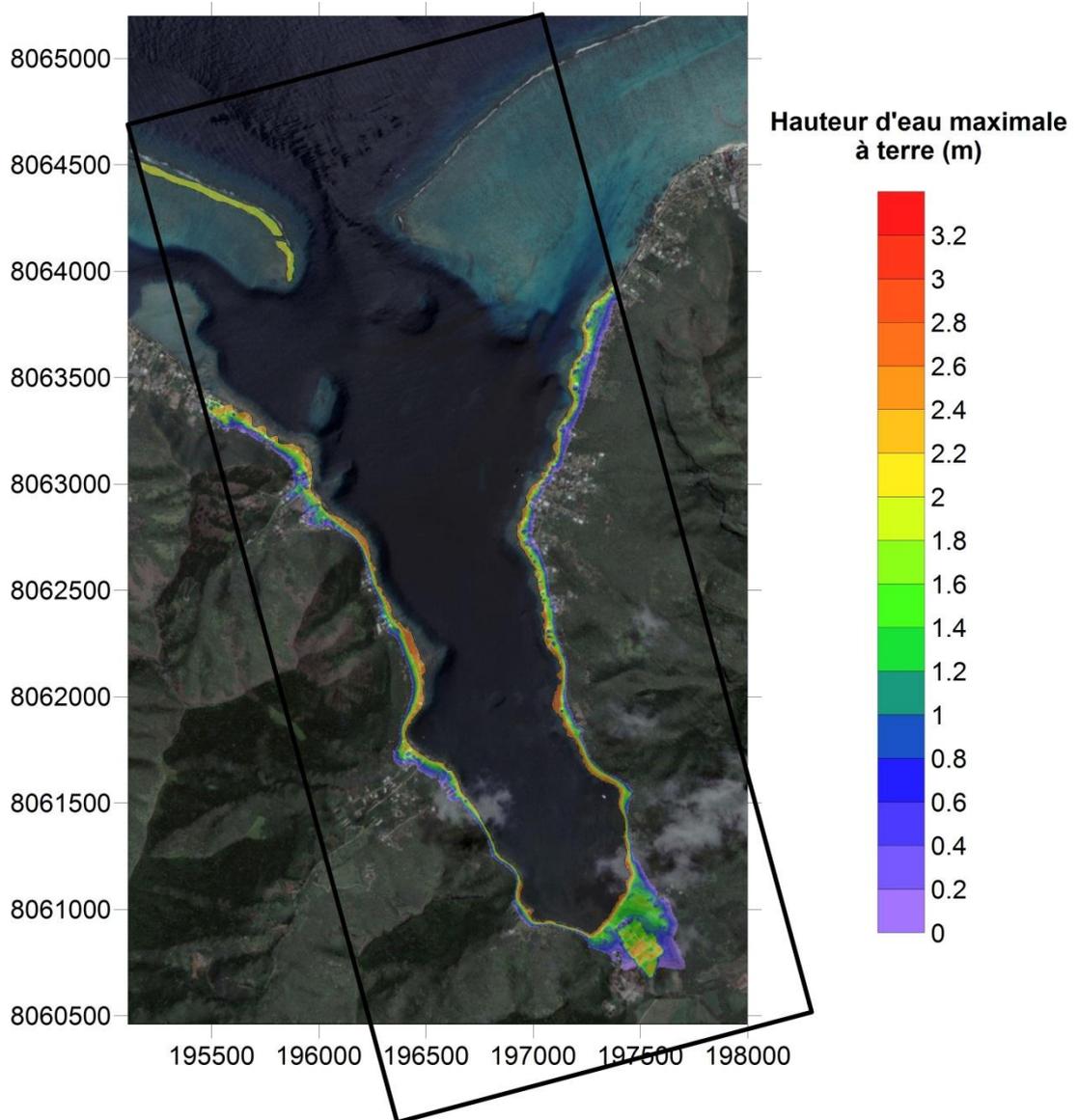


Illustration 55 - Scénario Chili 1960 : Hauteurs d'eau maximales à terre (en mètres) dans la baie d'Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m)

Du fait de la configuration de la baie et de la topographie, la profondeur d'inondation reste limitée (typiquement 50 à 80 m), sauf en fond de baie où la pénétration dans les terres atteint 300 à plus de 400 m. Au final, les run-up atteints sont typiquement de 2,5 à 3 m, compte-tenu de la topographie de la baie.

Sur les flancs de la baie, les hauteurs d'eau maximales décroissent rapidement de 2,5-2,7 m à 0 m sous l'effet du contrôle topographique de l'inondation. A titre indicatif, la route qui fait le tour de la baie est en général affectée par 0,5 à 1 m d'eau sur le flanc est de la baie (parfois plus, mais rares sont les tronçons épargnés), et plutôt par 1,5 à 2 m d'eau sur le flanc ouest (localement moins au nord, et l'intégralité de la route y est touchée).

En fond de baie, où l'eau pénètre beaucoup plus dans les terres et affecte les établissements (ferme aquacole), les hauteurs d'eau atteignent largement les 1 m à 1,5 m et ne décroissent à moins de 0,5 m que sur les dernières dizaines de mètres. Un zoom des hauteurs d'eau à terre sur le fond de la baie est présenté à l'illustration 56 (on notera également que la présence des bassins de la ferme aquacole se traduit par des profondeurs plus élevée, sans que cela ne traduise strictement une information « à terre »).

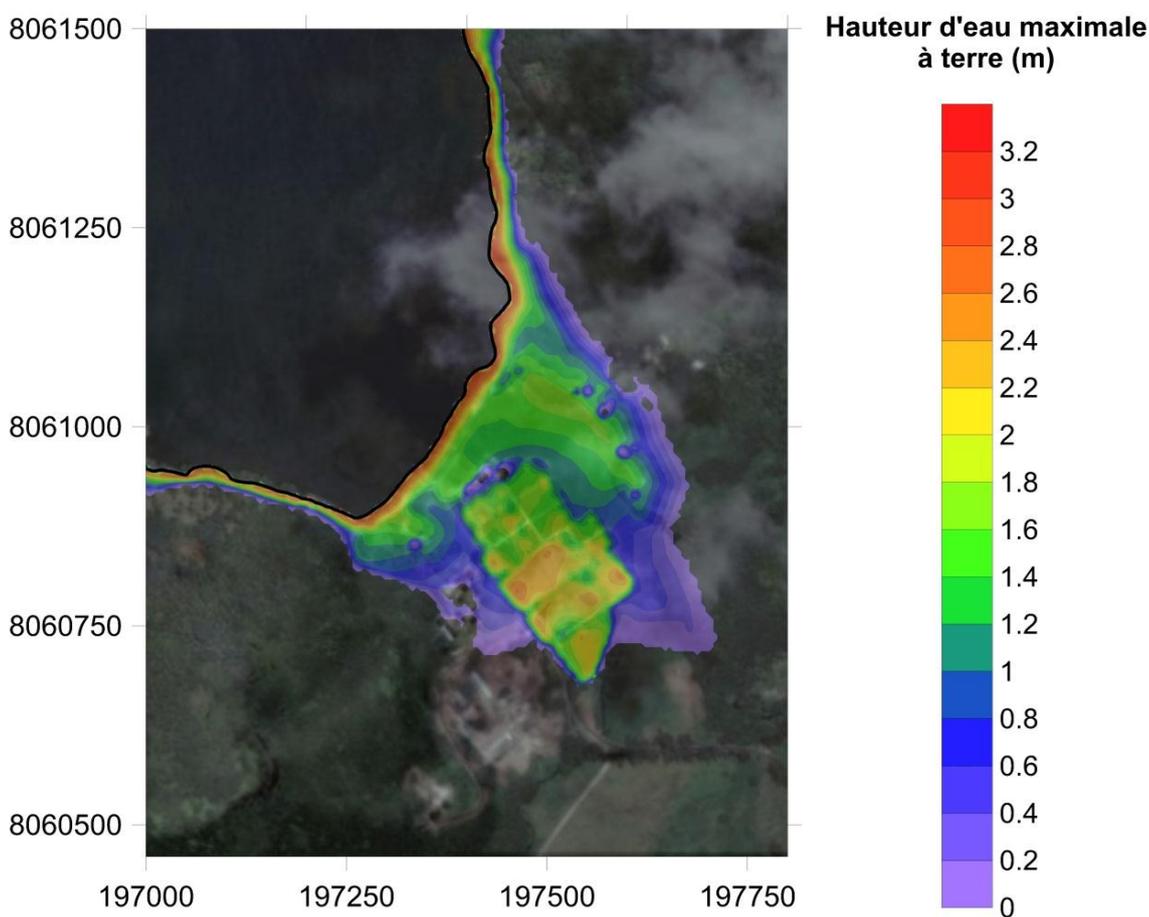


Illustration 56 - Scénario Chili 1960 : Hauteurs d'eau maximales à terre (en mètres) au fond de la baie d'Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m)

Les vitesses maximales atteintes par les courants au cours de la simulation sont présentées à l'illustration 57.

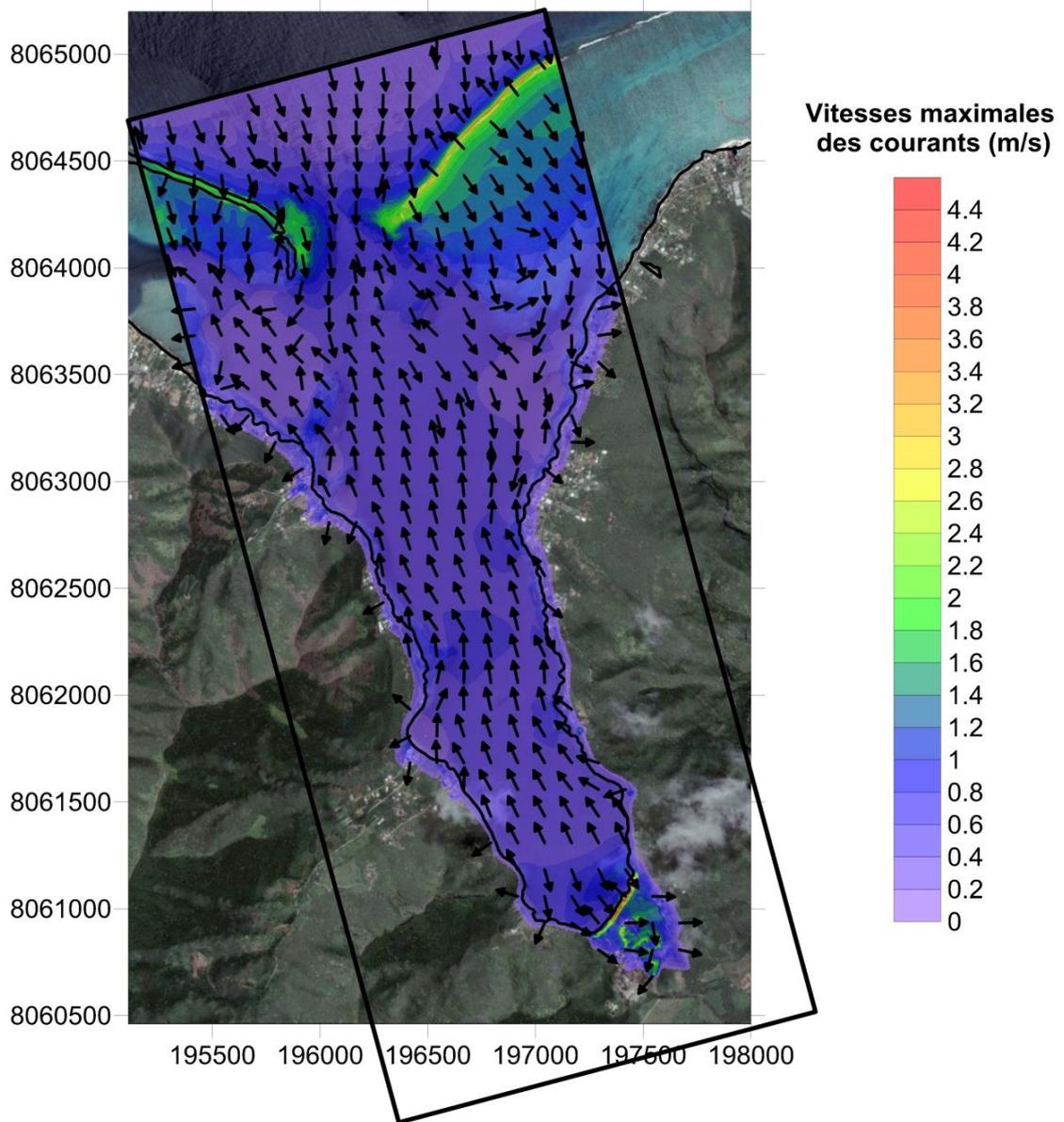


Illustration 57 - Scénario Chili 1960 : Vitesses maximales des courants (en m/s) dans la baie d'Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m)

En mer, les vitesses des courants restent globalement inférieures à 0,5 m/s, sauf au niveau du récif où ils s'accroissent jusqu'à 2 m/s, voire plus de 3 m/s à l'est de la passe, et restent supérieures à 1 m/s dans le lagon juste en arrière du récif. Dans l'essentiel de la baie, c'est pendant le reflux que les vitesses maximales sont atteintes. Par contre, en pleine mer, sur le récif, dans les zones de courants rapides en arrière du récif et au fond de la baie, c'est pendant le flux que sont observées les vitesses les plus grandes.

A terre, les vitesses des courants restent typiquement de l'ordre de 0,3 m/s sur les flancs de la baie, bien que très localement ils puissent atteindre 1 m/s suivant les obstacles rencontrés. Au fond de la baie d'Opunohu (Illustration 58), on observe une frange près du rivage (incluant globalement la route) où les courants sont particulièrement importants en reflux (3 à 3,5 m/s). Plus loin, les courants ont typiquement des vitesses de 1 à 2 m/s, atteignant localement les 3 m/s, avec un maximum atteint pendant le flux.

La carte d'intensité issue de ces hauteurs d'eau maximales et de ces courants maximaux a été établie conformément à la méthode exposée au paragraphe 5.2.5, et est représentée à l'illustration 59, avec un zoom sur le fond de la baie à l'illustration 60.

Les flancs de la baie d'Opunohu sont globalement exposés à de fortes intensités, avec localement des zones d'intensité très forte, des intensités moyennes peu présentes et des intensités faibles cantonnées principalement aux extrémités de la zone submergée.

En fond de baie, par contre, les très fortes intensités sont prédominantes, accompagnées d'une zone d'intensité forte significative, et d'une zone importante de faible intensité aux extrémités de l'inondation.

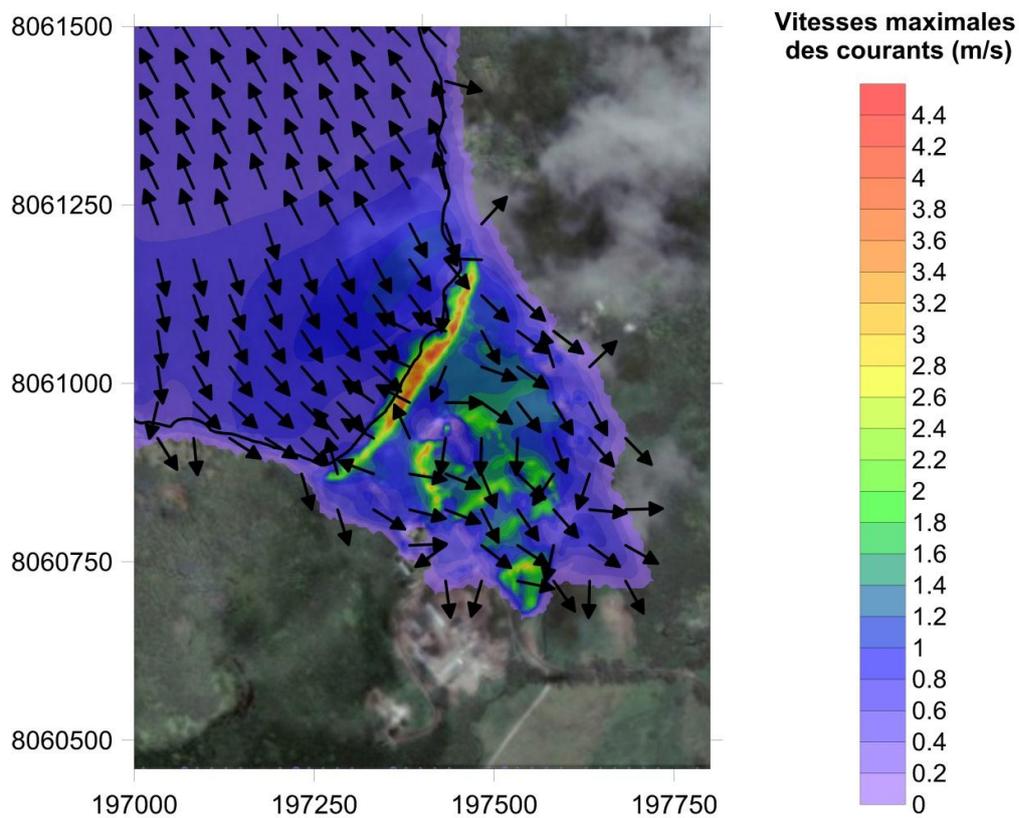


Illustration 58 - Scénario Chili 1960 : Vitesses maximales des courants (en m/s) au fond de la baie d'Opunohu calculée entre le 23/05/1960 à 07h52 TU et le 23/05/1960 à 08h55 TU (résolution 5 m)

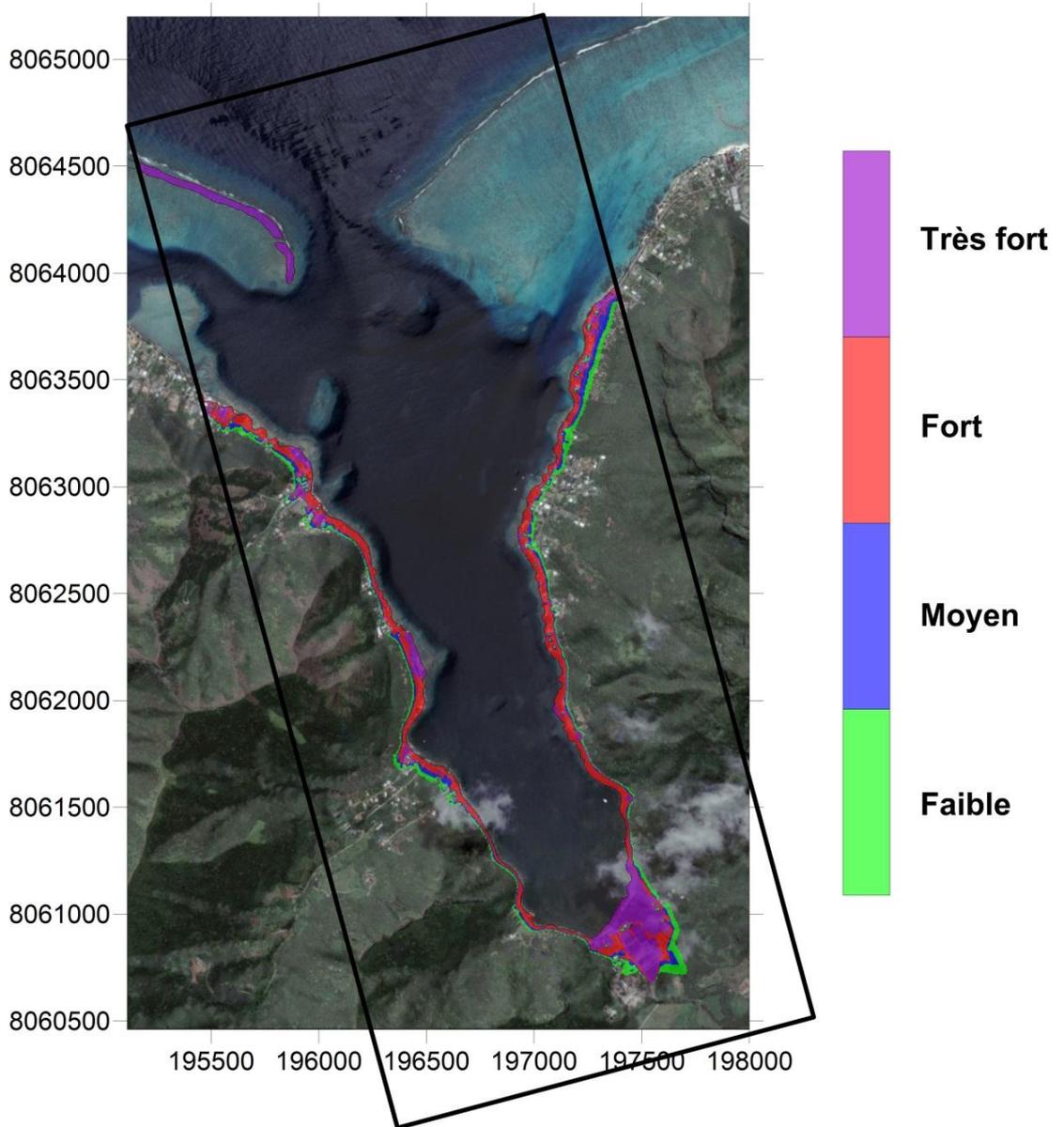


Illustration 59 - Scénario Chili 1960 : Niveaux d'intensité dans la baie d'Opunohu (résolution 5 m)

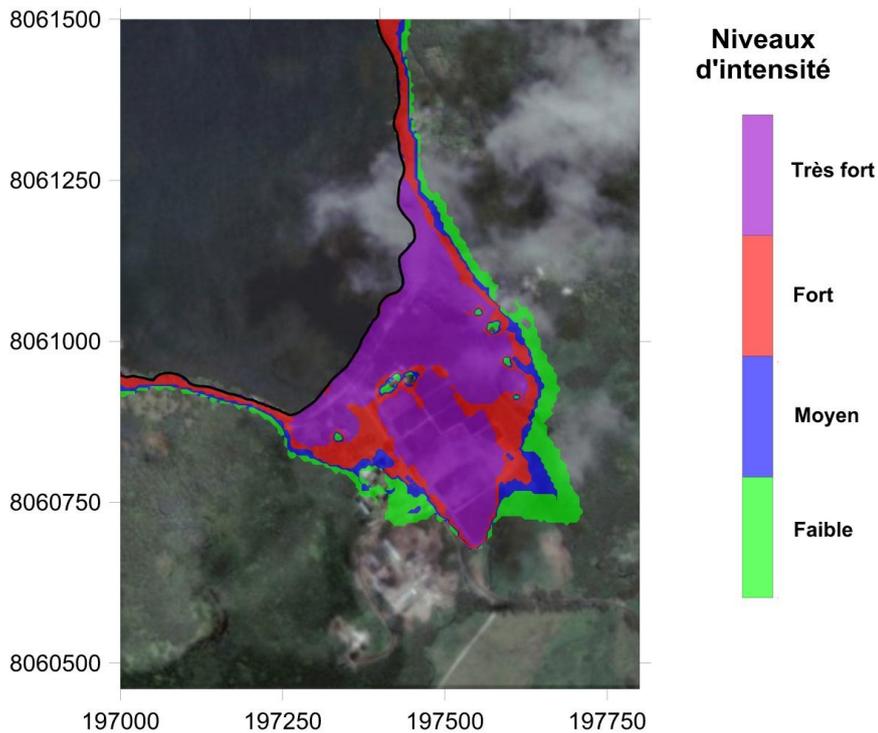


Illustration 60 - Scénario Chili 1960 : Niveaux d'intensité au fond de la baie d'Opunohu (résolution 5 m)

5.3.2. Tsunami généré par le séisme de 1946 aux îles Aléoutiennes

Résultats de la simulation sur la baie de Matavai

Sur la baie de Matavai, les simulations du tsunami causé par le séisme de 1946 aux îles Aléoutiennes couvrent une période de près de 30 min, s'étendant entre le 01/04/1946 à 22h23 T.U. et le 01/04/1946 à 22h50 T.U.. Cette période couvre l'arrivée des premières ondes à Matavai, les vagues suivantes s'avérant beaucoup plus faibles d'après les résultats obtenus aux rangs supérieurs.

La cote maximale du plan d'eau pendant la période simulée (le 01/04/1946 de 22h23 à 22h50 T.U.) est représentée à l'illustration 61. Comme pour le scénario Chili 1960, l'amplification du tsunami à l'approche de la côte apparaît nettement sur cette carte, avec une cote maximale de 0,86 m au niveau du forçage, à comparer à 1,3 m à la côte, et localement plus de 1,5 m au fond des baies. Ces élévations maximales restent très inférieures à celles obtenues sur le scénario Chili 1960, conformément aux jauges numériques issues des rangs supérieurs.

L'illustration 62 présente les hauteurs d'eau maximales à terre sur la baie de Matavai au cours de la période simulée, avec à titre illustratif un zoom sur le sud de la Pointe de Vénus à l'illustration 63.

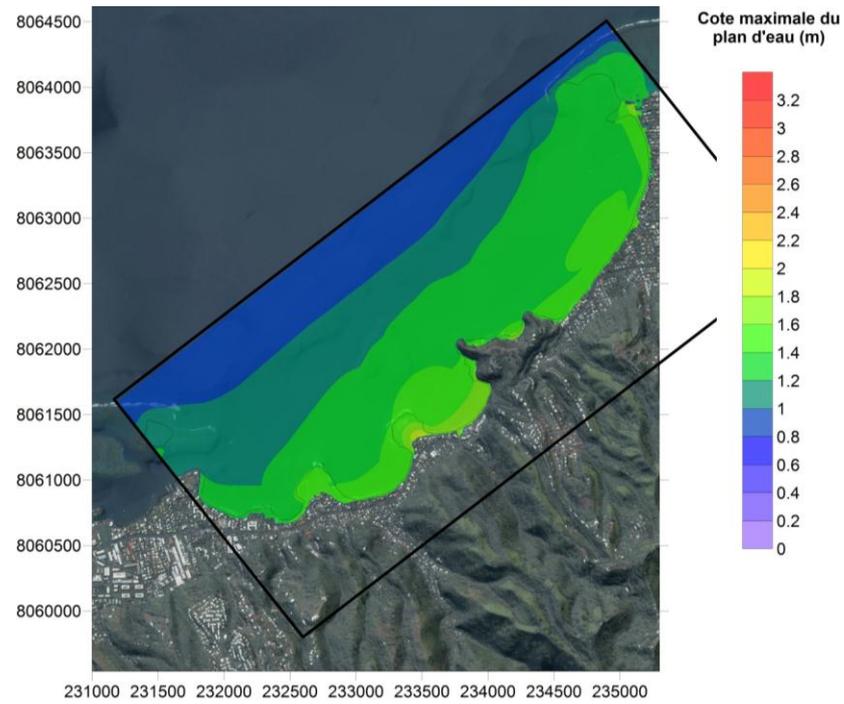


Illustration 61 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau (en mètres cf. 0 IGN) dans la baie de Matavai entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU

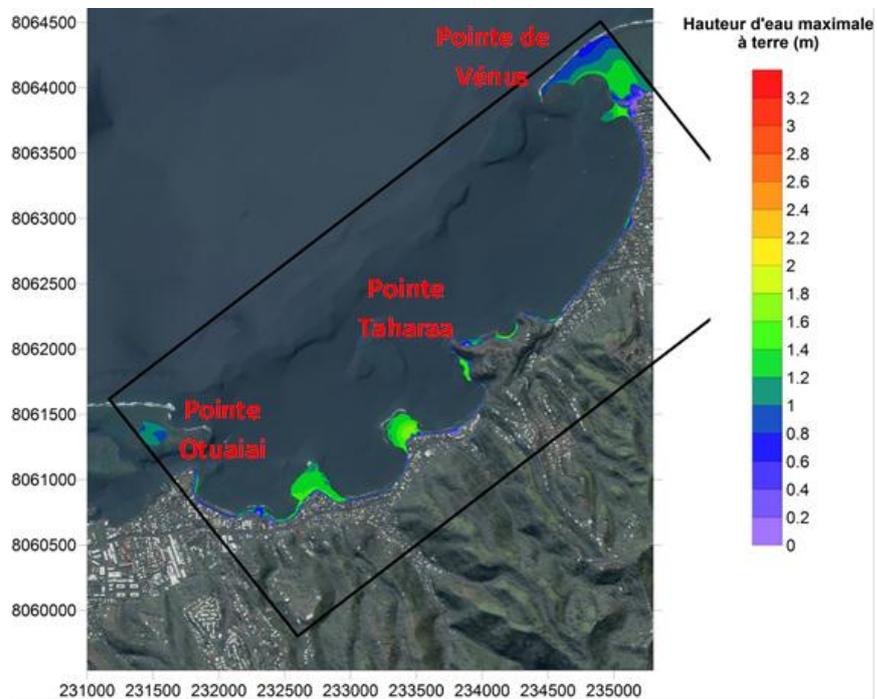


Illustration 62 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Hauteurs d'eau maximales à terre (en mètres) dans la baie de Matavai calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU

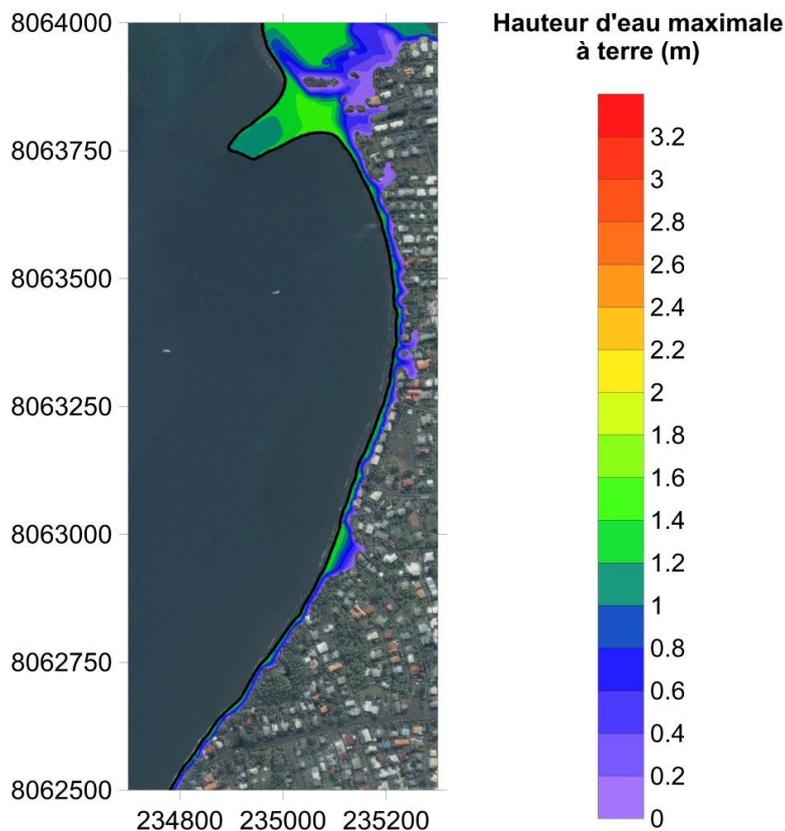


Illustration 63 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Hauteurs d'eau maximales à terre (en mètres) au sud de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m)

Compte-tenu de la faible pénétration de l'eau à terre dans les deux scénarios, la zone inondée dans le scénario aléoutiennes 1946 reste assez similaire à celle obtenue pour le scénario Chili 1960, à l'exception toutefois de la Pointe de Vénus, où la submersion reste sensiblement plus faible. Dans l'ensemble, les zones inondées dans le scénario Aléoutiennes 1946 sont légèrement plus restreintes, sachant que les zones de pénétration sont les mêmes dans les deux scénarios (avec toutefois une propagation moindre pour le scénario Aléoutiennes 1946, notamment à la Pointe de Vénus).

Les hauteurs d'eau à terre restent par contre sensiblement plus faibles :

- Sur les plages séparant les petites baies au sud de la zone et au récif de la Pointe de Vénus, les hauteurs d'eau maximales sont typiquement de 1,3 à 1,5 m, et peuvent localement dépasser les 1,7 m.
- Au sud-ouest de la zone, de la Pointe Otueaiai à la Pointe Taharaa, les hauteurs d'eau maximales sont typiquement de 0,5 m au-delà des plages, et peuvent localement atteindre le mètre tout en restant cantonnées à des surfaces relativement restreintes. Comme pour le scénario Chili 1960, seules les maisons situées en front de mer peuvent être atteintes par le tsunami, généralement par quelques décimètres d'eau seulement.

- A la Pointe Taharaa, les plages peuvent être affectées par 1,5 m d'eau, mais la topographie abrupte ne permet pas de différence importante avec le scénario Chili 1960 en termes de zone inondée, malgré des différences potentiellement importantes en termes de hauteur d'eau.
- Entre la Pointe Taharaa et la Pointe de Vénus, l'inondation reste là encore limitée, s'accroissant toutefois vers l'extrémité de la Pointe de Vénus : vers la Pointe Taharaa, seuls les bâtiments du front de mer peuvent être affectés par des hauteurs d'eau maximales en général de 50 cm, alors que vers la Pointe de Vénus l'eau peut dépasser les premières rangées de bâtiments pour atteindre la deuxième rangée de bâtiments, avec des hauteurs d'eau généralement inférieures à 25 cm. Encore plus au nord-est, sur la Pointe de Vénus, l'eau pénètre plus significativement dans les terres, avec des hauteurs d'eau restant globalement inférieures au mètre. Le parc situé à l'extrémité de la Pointe de Vénus est quasi-intégralement affecté, avec des hauteurs d'eau maximales ne dépassant guère les 50 cm. Les plages peuvent quant à elles être affectées par 1,5 m d'eau.

Les courants maximaux atteints au cours de la simulation sont représentés à l'illustration 64, tant en termes de vitesses que de directions.

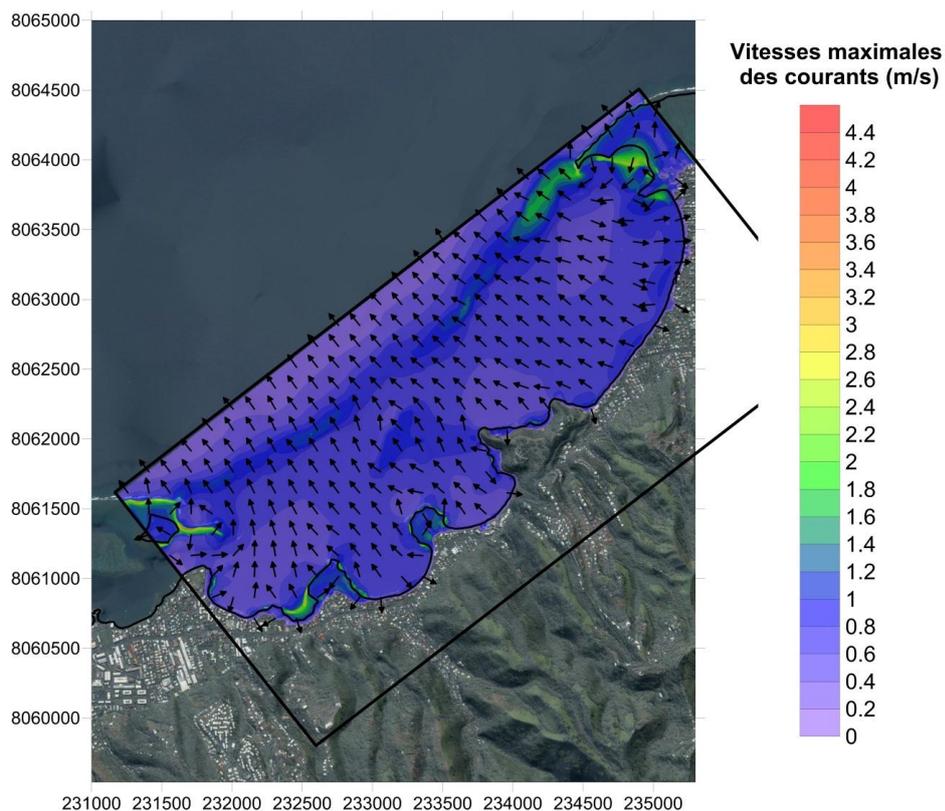


Illustration 64 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Vitesses maximales des courants (en m/s) dans la baie de Matavai calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m)

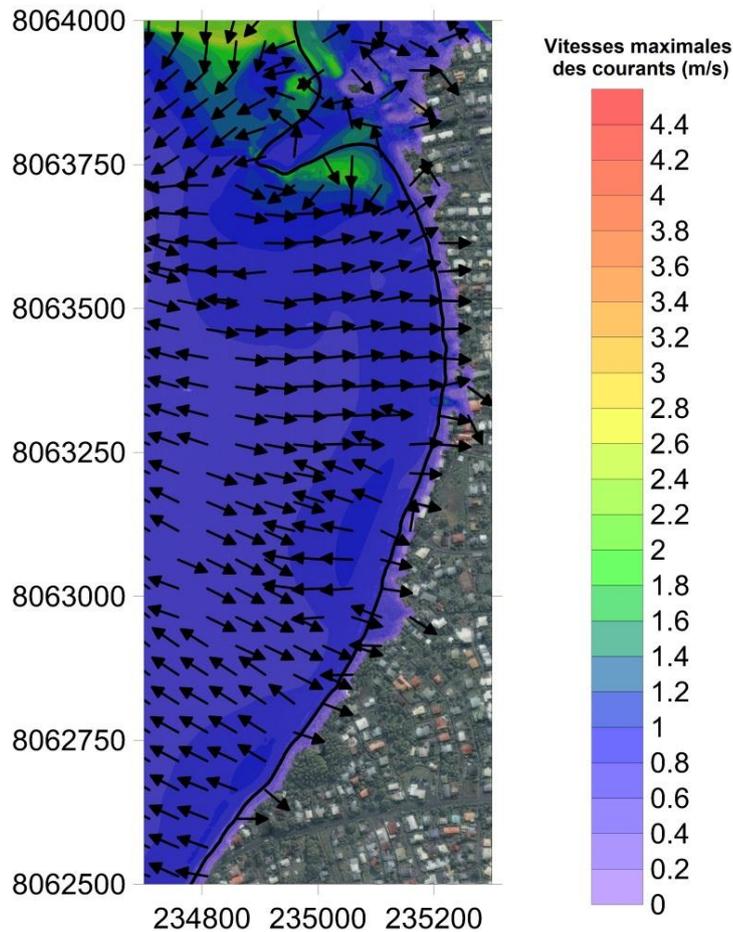


Illustration 65 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Directions et vitesses maximales des courants (en m/s) au sud de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m)

Contrairement au scénario Chili 1960, les courants maximaux sont globalement atteints pendant la phase de reflux au large. Les courants au large restent globalement assez modérés (de l'ordre de 0,5 m/s), l'accélération des courants sur les haut-fonds et les récifs ne se traduisant que par des vitesses ne dépassant guère 1 m/s. Au rivage, les courants atteignent typiquement 0,50 à 0,70 m/s, mais ils peuvent localement atteindre 2 à 2,5 m/s dans les petites baies fermées.

A terre, les courants ne dépassent guère les 0,5 m/s, sauf localement où ils peuvent atteindre (voire dépasser) 1 m/s (secteurs où l'eau parvient à pénétrer dans les terres, Pointe de Vénus). Ces vitesses restent donc sensiblement inférieures à celles calculées dans le scénario Chili 1960.

A partir de ces hauteurs d'eau maximales et de ces courants maximaux a été établie une carte d'intensité pour ce scénario, sur la base des éléments exposés au paragraphe 5.2.5. Cette carte est représentée à l'illustration 66.

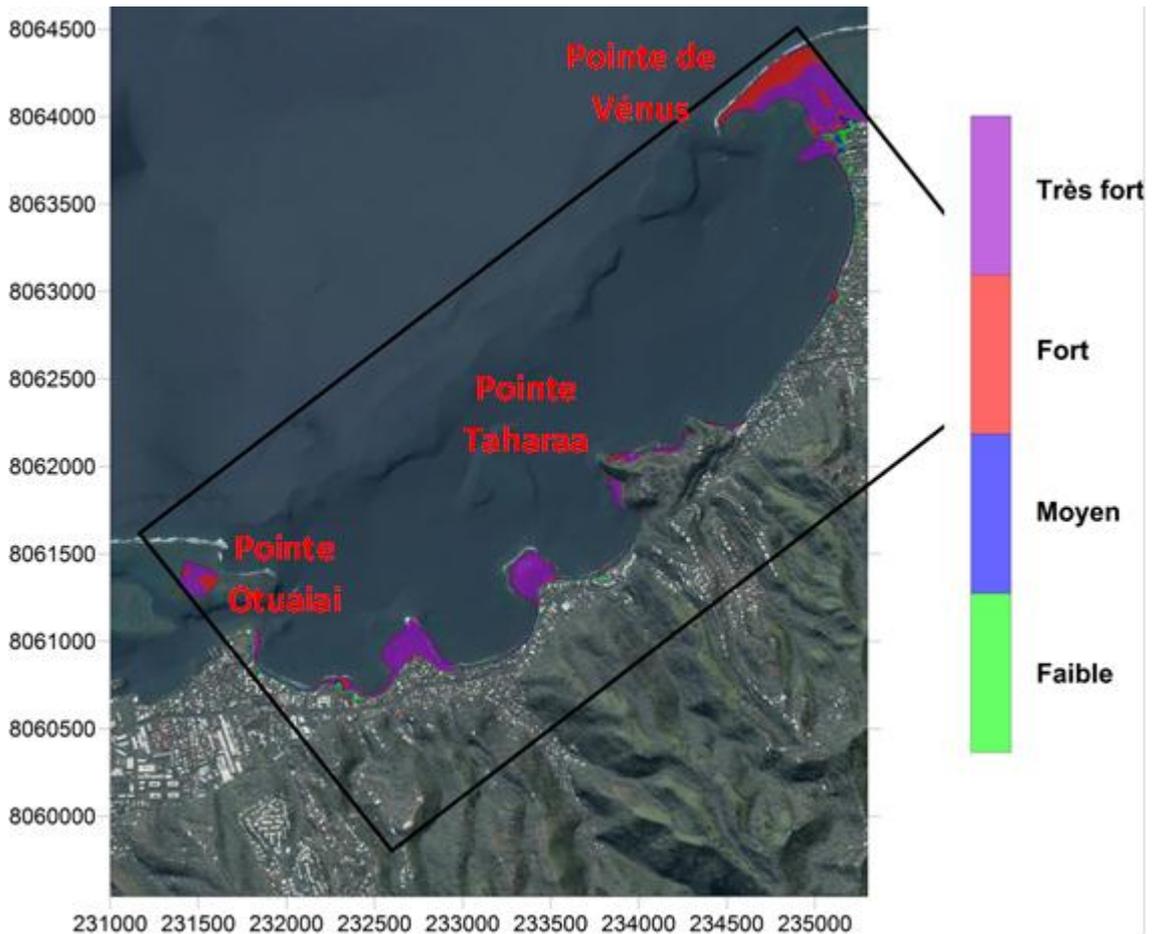


Illustration 66 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Niveaux d'intensité dans la baie de Matavai (résolution 5 m)

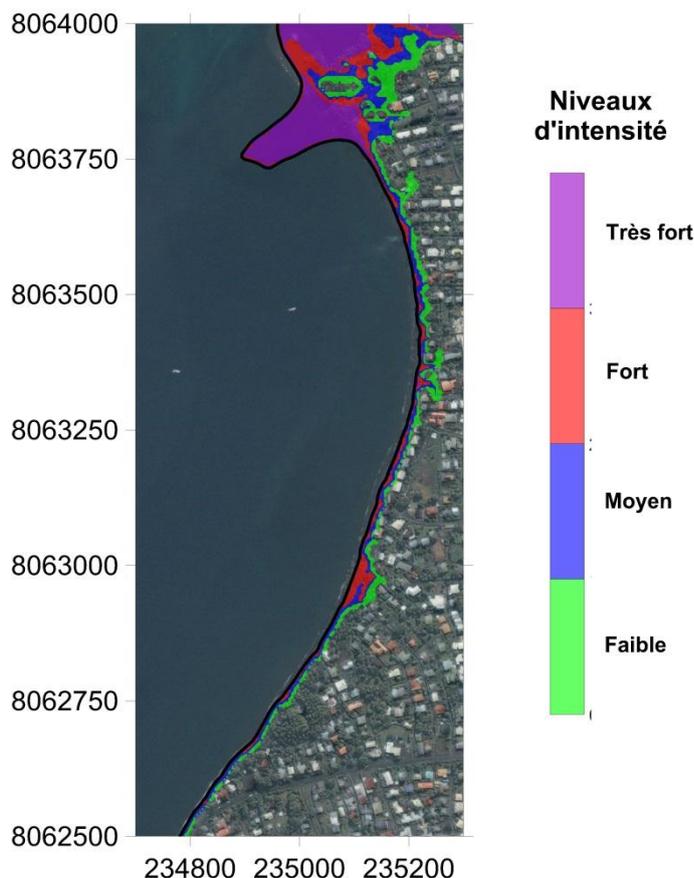


Illustration 67 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Niveaux d'intensité au sud de la Pointe de Vénus dans la baie de Matavai (résolution 5 m)

Comparativement au scénario Chili 1960, les très fortes intensités reculent ici pour affecter principalement les plages, les zones terrestres affectées par des intensités très fortes restant restreintes (à l'exception toutefois de la Pointe de Vénus). Au rivage, de fortes intensités affectent sur la majeure partie du linéaire côtier, tombant rapidement à des intensités faibles quand l'eau parvient à pénétrer dans les terres, sauf au niveau de la Pointe de Vénus où de fortes intensités peuvent se prolonger plus significativement. Le parc à l'extrémité de la Pointe de Vénus est cette fois affecté sur la quasi-intégralité de sa superficie par des intensités fortes à faibles.

Résultats de la simulation sur la baie d'Opunohu

A Opunohu, les simulations du tsunami causé par le séisme de 1946 aux îles Aléoutiennes couvrent la même période que sur Matavai, s'étendant entre le 01/04/1946 à 22h23 T.U. et le 01/04/1946 à 22h50 T.U.. Cette période couvre l'arrivée des premières ondes à Opunohu, les vagues suivantes s'avérant beaucoup plus faibles d'après les résultats obtenus aux rangs supérieurs.

La cote maximale du plan d'eau pendant la période simulée (le 01/04/1946 de 22h23 à 22h50 T.U.) est représentée à l'illustration 68.

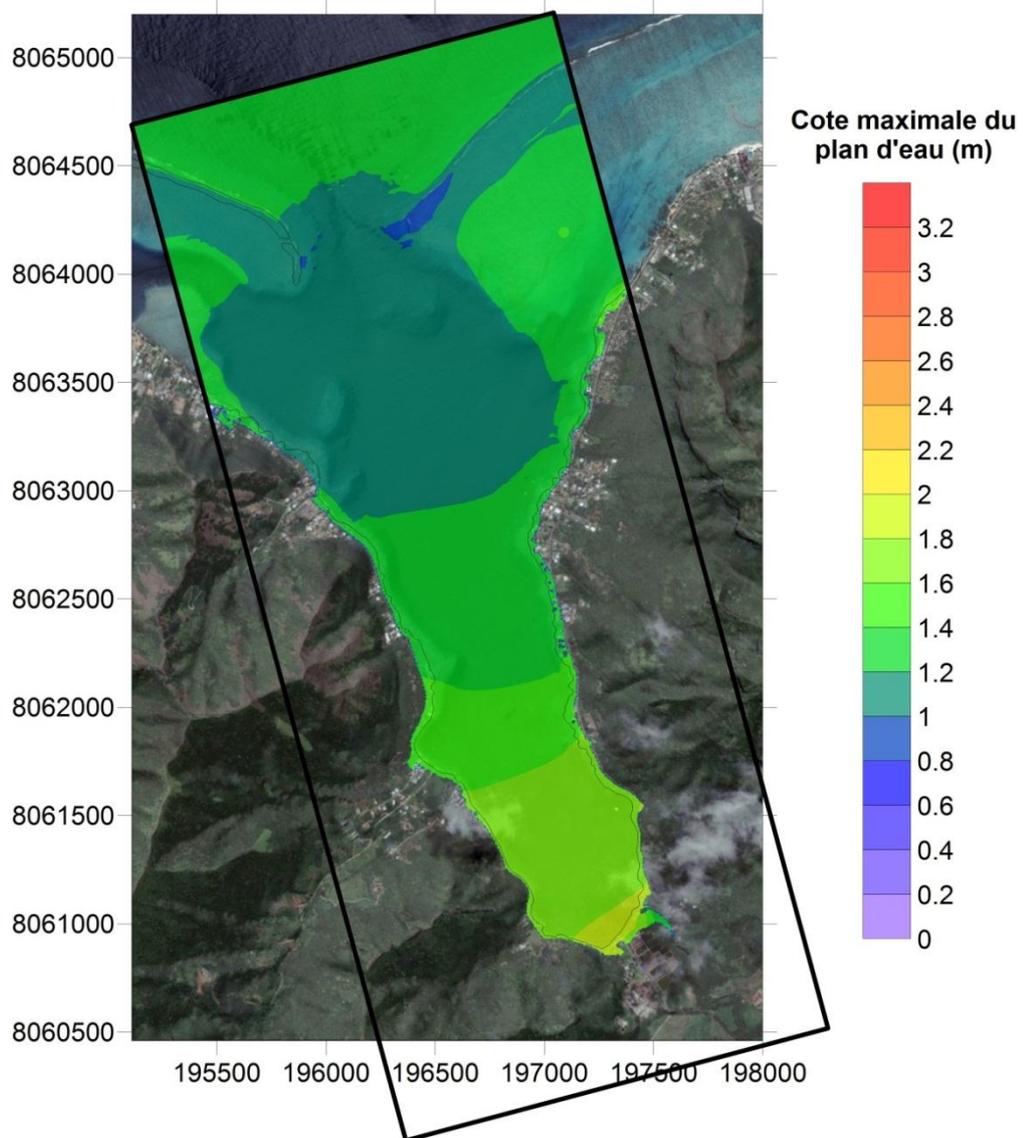


Illustration 68 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) dans la baie d'Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m)

Comme précédemment pour le scénario Chili 1960, l'amplification du tsunami à l'approche de la côte apparaît moins nettement qu'en baie de Matavai ; une certaine amplification est visible (de près de 1,3 m en entrée, au niveau du forçage, à plus de 1,8 m en fond de baie). Là encore, le récif semble avoir un certain effet protecteur (cote maximale inférieure à 1,2 m derrière le récif), mais cet effet reste très limité du fait de l'amplification qui se produit ensuite dans la baie.

L'illustration 69 présente les hauteurs d'eau maximales à terre au cours de la période simulée, et l'illustration 70 présente un zoom de cette même carte sur le fond de la baie.

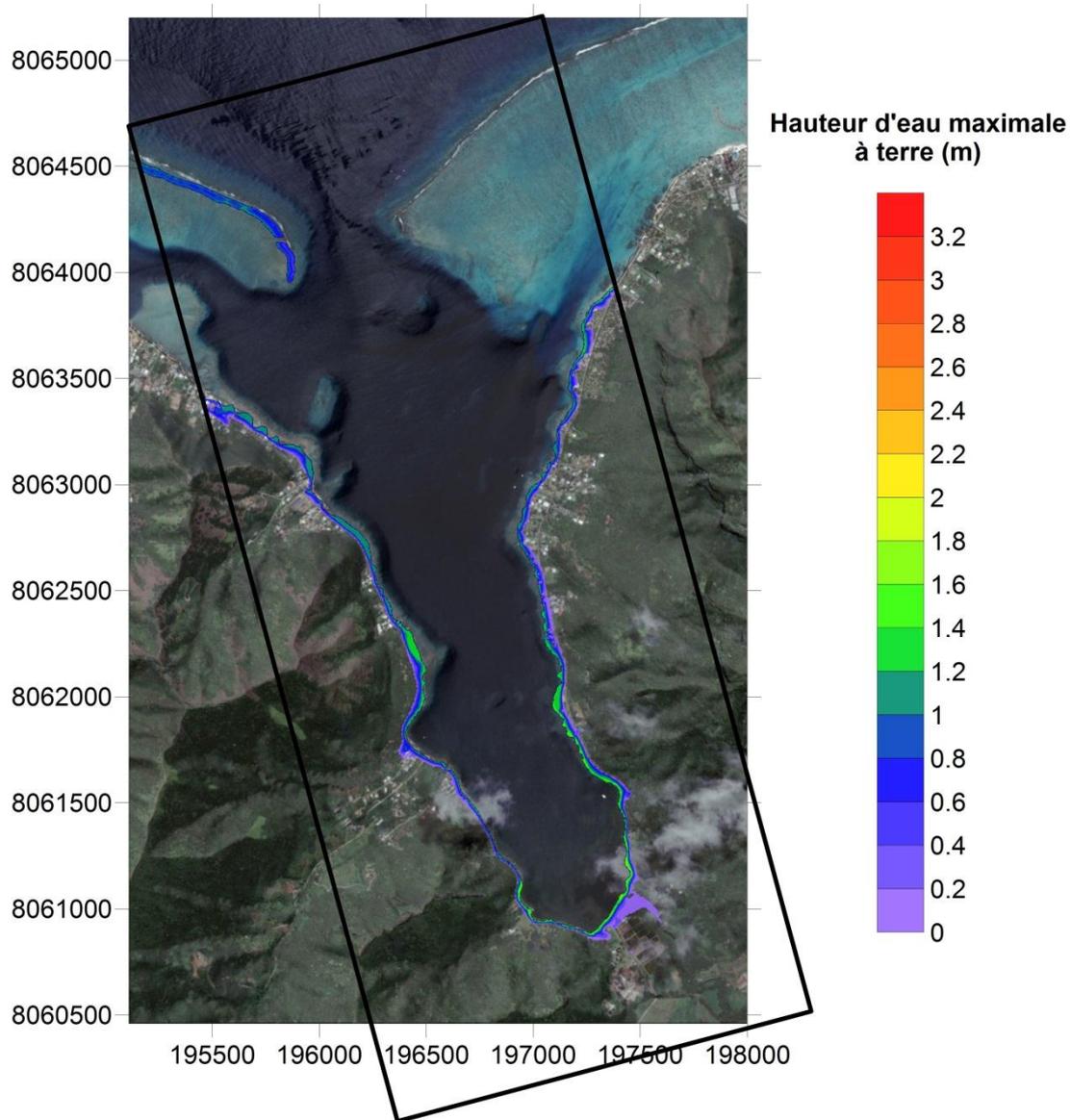


Illustration 69 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Hauteurs d'eau maximales à terre (en mètres) dans la baie d'Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m)

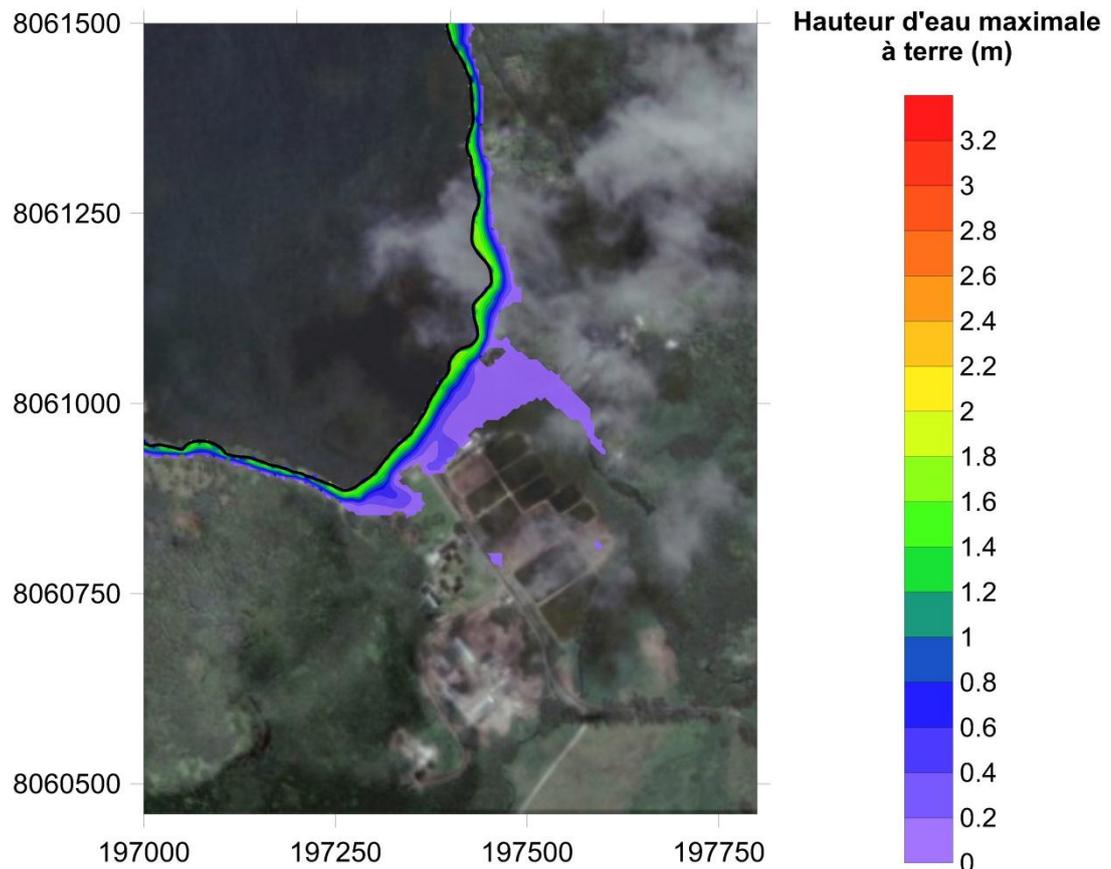


Illustration 70 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Hauteurs d'eau maximales à terre (en mètres) au fond de la baie d'Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m)

L'inondation reste considérablement moins importante que dans le scénario Chili 1960. En effet, du fait de la configuration de la baie et de la topographie, la profondeur d'inondation reste limitée sur les flancs de la baie (en général inférieure à 50 m), pour des hauteurs d'eau pouvant localement dépasser les 1,3 à 1,5 m (notamment dans la seconde moitié de la baie). En fond de baie, l'inondation reste également beaucoup plus limitée que dans le scénario Chili 1960, la profondeur d'inondation atteignant tout de même localement 230 m au maximum (contre 300 à plus de 400 m dans le scénario chili 1960). Cependant, au-delà d'une distance de 60 m du rivage, les hauteurs d'eau restent limitées (inférieures à 20 cm). Au final, les run-up peuvent atteindre 1,8 m au fond de la baie.

Les vitesses maximales atteintes par les courants au cours de la simulation sont présentées à l'illustration 71, tant en termes de vitesse que de direction, et un zoom de de cette même carte est présenté à l'illustration 72.

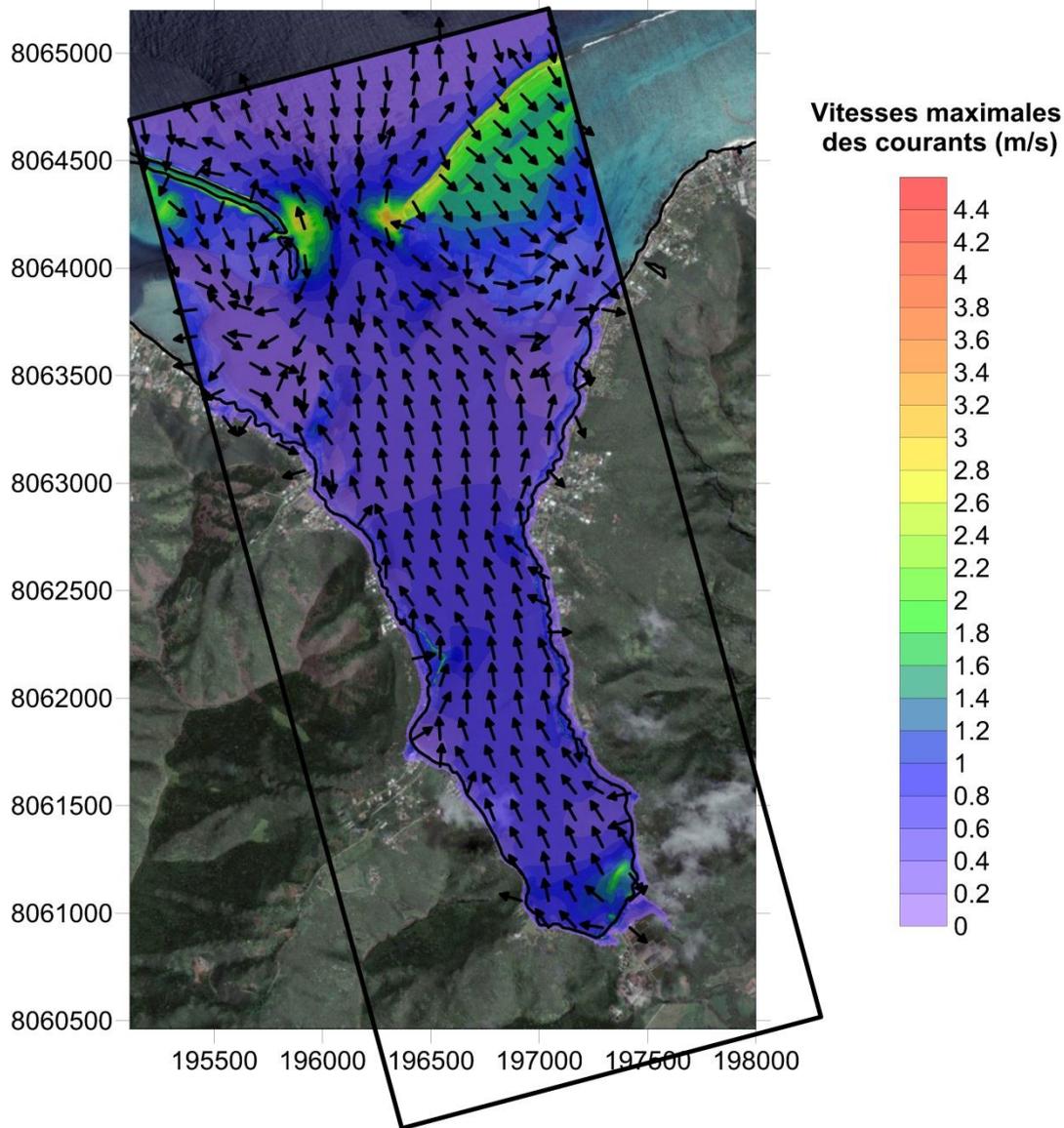


Illustration 71 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Vitesses maximales des courants (en m/s) dans la baie d'Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m)

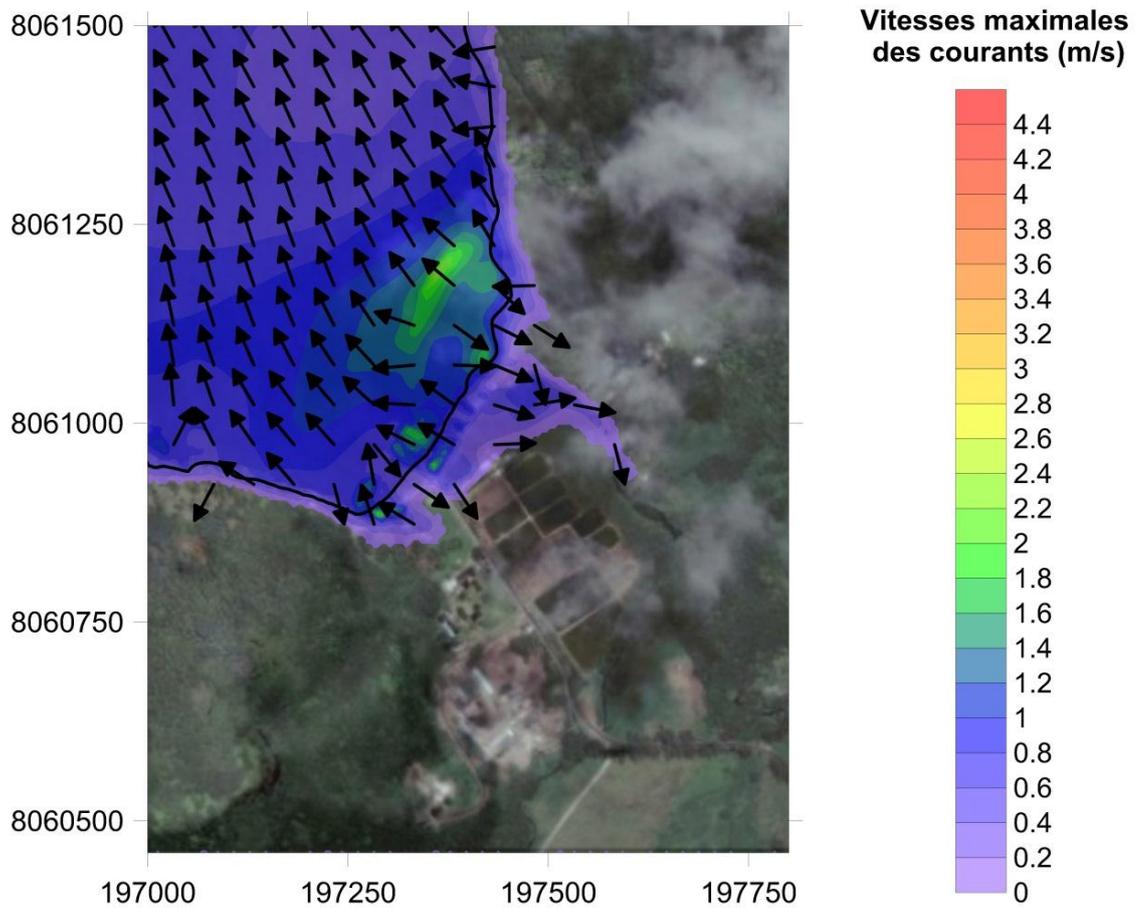


Illustration 72 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Vitesses maximales des courants (en m/s) au fond de la baie d'Opunohu calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (résolution 5 m)

Les courants maximaux atteints par les courants restent très proches de ceux du scénario Chili 1960, avec des maximums atteints dans la baie essentiellement pendant la phase de reflux. On peut noter que les courants maximaux sont légèrement plus rapides que ceux atteints dans le scénario Chili 1960 (typiquement de 0,10 à 0,20 m/s dans la baie, localement plus de 1 m/s près du rivage). A terre, les vitesses restent comparables dans les 2 scénarios (typiquement 0,1 à 0,6 m/s, très localement plus de 1,5 m/s en fond de baie), mais elles s'atténuent plus vite dans le scénario Aléoutiennes 1946 du fait d'une submersion moindre.

La carte d'intensité issue de ces hauteurs d'eau maximales et de ces courants maximaux est représentée à l'illustration 73 (zoom sur le fond de la baie à l'illustration 74).

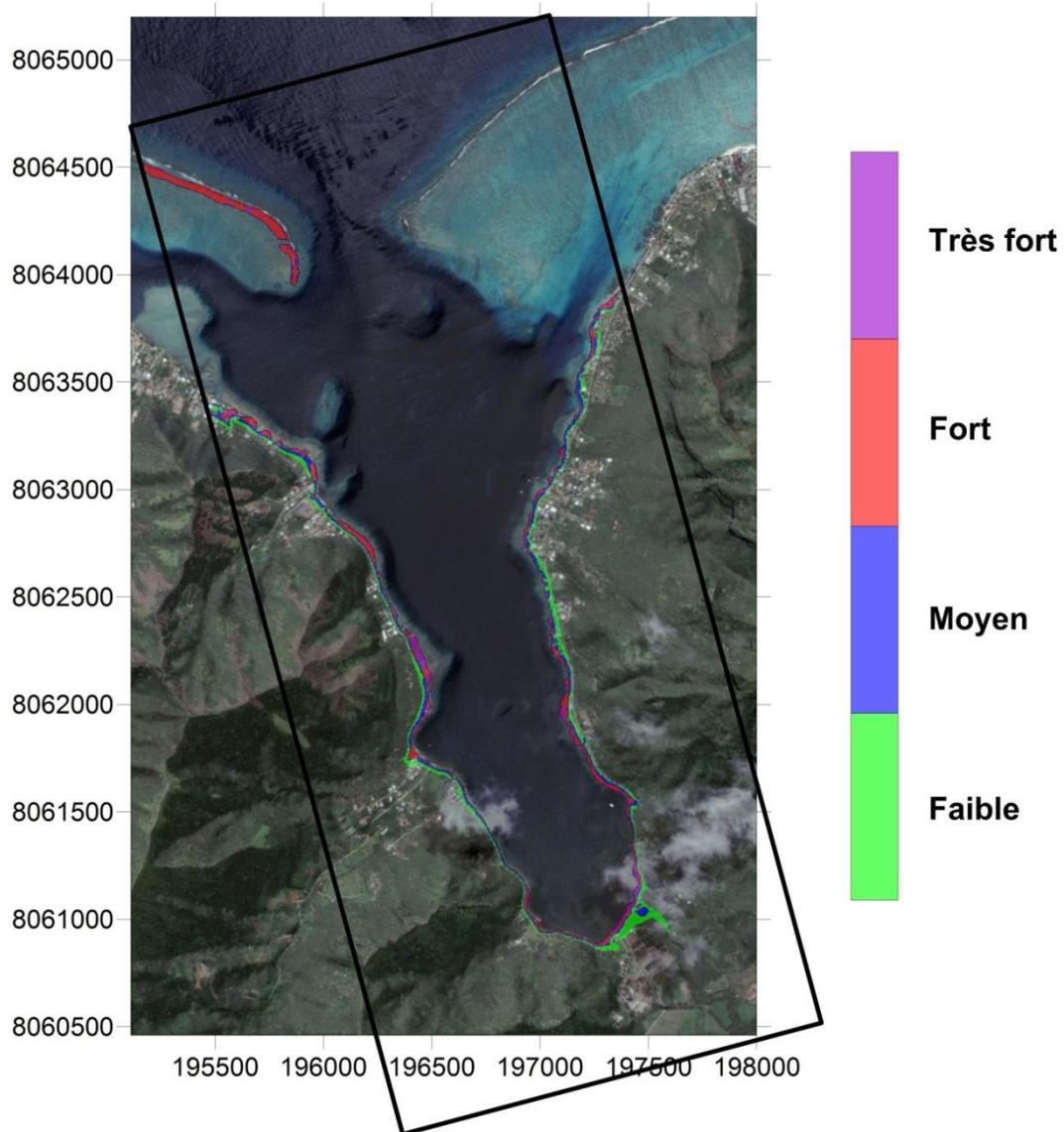


Illustration 73 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Niveaux d'intensité dans la baie d'Opunohu (résolution 5 m)

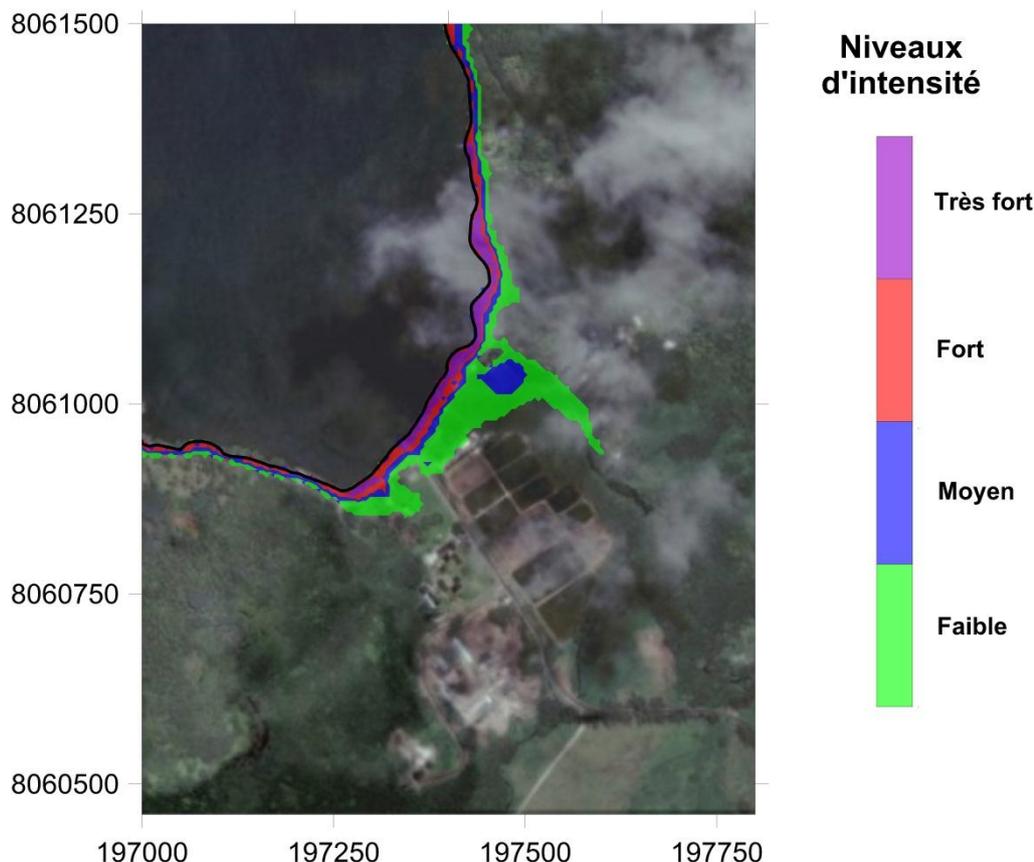


Illustration 74 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Niveaux d'intensité au fond de la baie d'Opunohu (résolution 5 m)

Sur les flancs de la baie d'Opunohu, les zones de très fortes intensités restent très localisées, alors que les fortes intensités sont présentes de manière discontinue tout le long du linéaire côtier. Les intensités moyennes sont cette fois omniprésentes, passant rapidement à de faibles intensités vers les extrémités de l'inondation.

En fond de baie, les intensités très fortes à fortes restent cantonnés au front de mer, n'incluant la route littorale que localement. Les intensités moyennes et surtout faibles restent largement prédominantes dans la zone inondée.

5.4. ELEMENTS DE VALIDATION DES SIMULATIONS AU NIVEAU DE TAHITI

5.4.1. Scénario du séisme de 1960 au Chili

Les principaux éléments de validation pour les simulations du tsunami de 1960 reposent sur les observations rapportées par Vitousek (1963) sur Tahiti. Ces observations concernent notamment des hauteurs de run-up tout autour de l'île et un enregistrement marégraphique dans la baie de Matavai.

Simulations transpacifique et régionale

Les run-up rapportés par Vitousek (1963) sur Tahiti ont été indiqués à l'illustration 75, superposés aux hauteurs d'eau maximales obtenues au cours des simulations régionales.

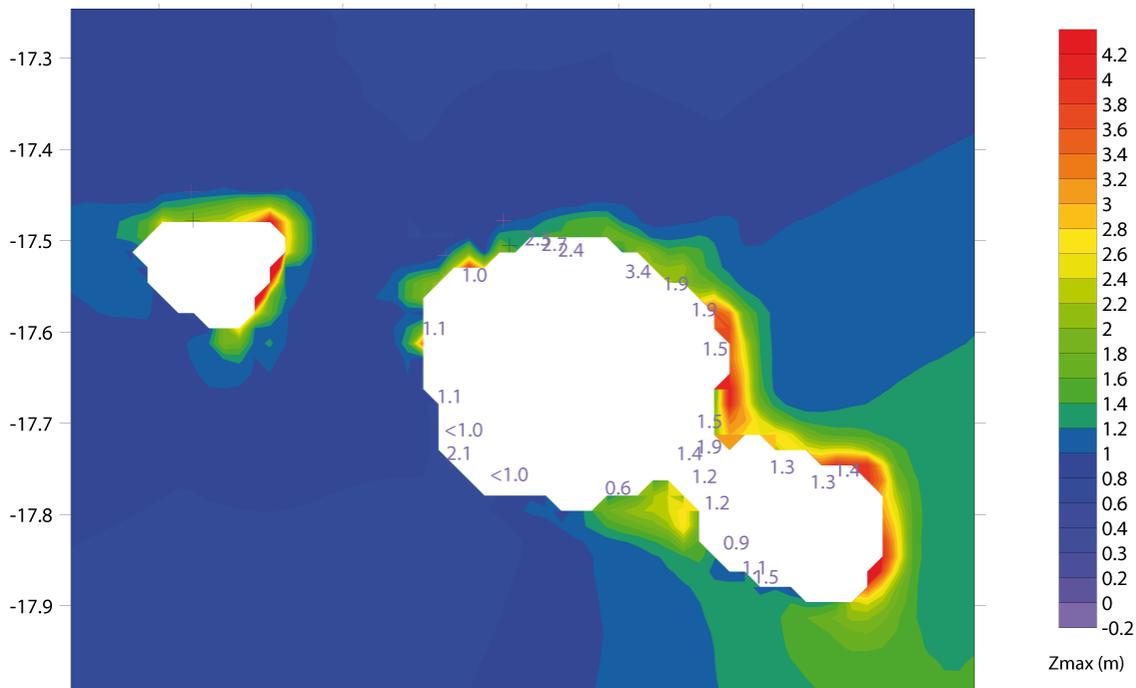


Illustration 75 - Scénario Chili 1960 : Elévation maximale du plan d'eau au niveau des îles de Tahiti et Moorea au cours des simulations régionales (résolution 1', soit environ 2 km) ; les chiffres indiqués sur la carte montrent les valeurs de run-up relevées lors du tsunami de 1960 (Vitousek, BSSA, 1963)

La comparaison des simulations régionales et des run-up rapportés par Vitousek (1963) permet de mettre en évidence certaines tendances, même si les corrélations n'apparaissent pas nettement entre les deux données :

- Sud-ouest de Tahiti Nui assez épargné (hauteurs d'eau au large simulées inférieures à 1 m, et run-up typiquement métriques à infra-métriques, à l'exception toutefois du secteur de Maraa plus impacté) ;
- Sud de Tahiti Iti légèrement plus impacté (hauteurs d'eau au large simulées de l'ordre de 1,20 m à 2,50 m, et run-up typiquement compris entre 1 m et 1,50 m) ;
- Nord de Tahiti Iti et Est de Tahiti Nui encore un peu plus impactés (hauteurs d'eau au large simulées pouvant atteindre 2,5 m à 4 m, et run-up compris entre 1,30 m et 1,90 m) ;

On note par contre que les forts run-up rapportés par Vitousek (1963) au Nord de Tahiti Nui, compris entre 1,90 m et 3,40 m, ne transparaissent pas dans les simulations

régionales (hauteurs d'eau au large simulées plus faibles qu'au Nord de Tahiti Iti et à l'Est de Tahiti Nui, typiquement de l'ordre de 2 m). Toutefois, les simulations régionales, menées à une résolution de 1' (environ 2 km), ne peuvent prendre en compte les effets de la bathymétrie locale à l'approche de la côte (récifs, hauts-fonds...), notamment dans le cas d'une bathymétrie abrupte comme c'est le cas autour de Tahiti. Ceci explique a priori l'absence de corrélation nette avec les valeurs de run-up rapportées par Vitousek (1963).

En ce qui concerne le marégraphe de Matavai, l'expérience montre que ce type d'enregistrements est particulièrement délicat à interpréter vis-à-vis des tsunamis : en effet, suivant la technologie utilisée par le marégraphe (conçu pour enregistrer les très grandes longueurs d'onde de la marée), les amplitudes sont généralement mal enregistrées par rapport à la réalité physique du phénomène (dégradation du marégraphe, fréquence d'échantillonnage trop faible, réactivité insuffisante du capteur par rapport à la rapidité du phénomène...). En règle générale, les enregistrements marégraphiques de tsunamis sont donc surtout exploitables en termes de chronologie, de polarité des vagues et éventuellement d'amplitudes relatives de plusieurs vagues successives. De plus, à ce stade des simulations, les jauges numériques restent assez éloignées de la côte, et ne peuvent donc prétendre être totalement représentatives des phénomènes affectant les vagues au rivage.

La confrontation des jauges numériques avec l'observation marégraphique (Illustration 76) permet toutefois un certain nombre d'observations :

- Les temps d'arrivée des premières vagues sont bien simulés : d'après les simulations, première vague significative à 19h50 (05h50 T.U.), avec une seconde crête à 20h00 (06h00 T.U.), ces heures étant cohérentes avec les observations marégraphiques (première vague significative juste avant 20h00, et seconde crête s'enchaînant peu après 20h00, étant entendu que la jauge numérique est situé au large de Matavai, et un léger déphasage est donc normal pour propager les ondes jusqu'à la côte) ;
- Les formes d'onde des premières vagues sont cohérentes en termes de polarité (la première vague significative étant une crête).

Ces quelques observations permettent donc de vérifier la cohérence entre observations historiques et simulation.

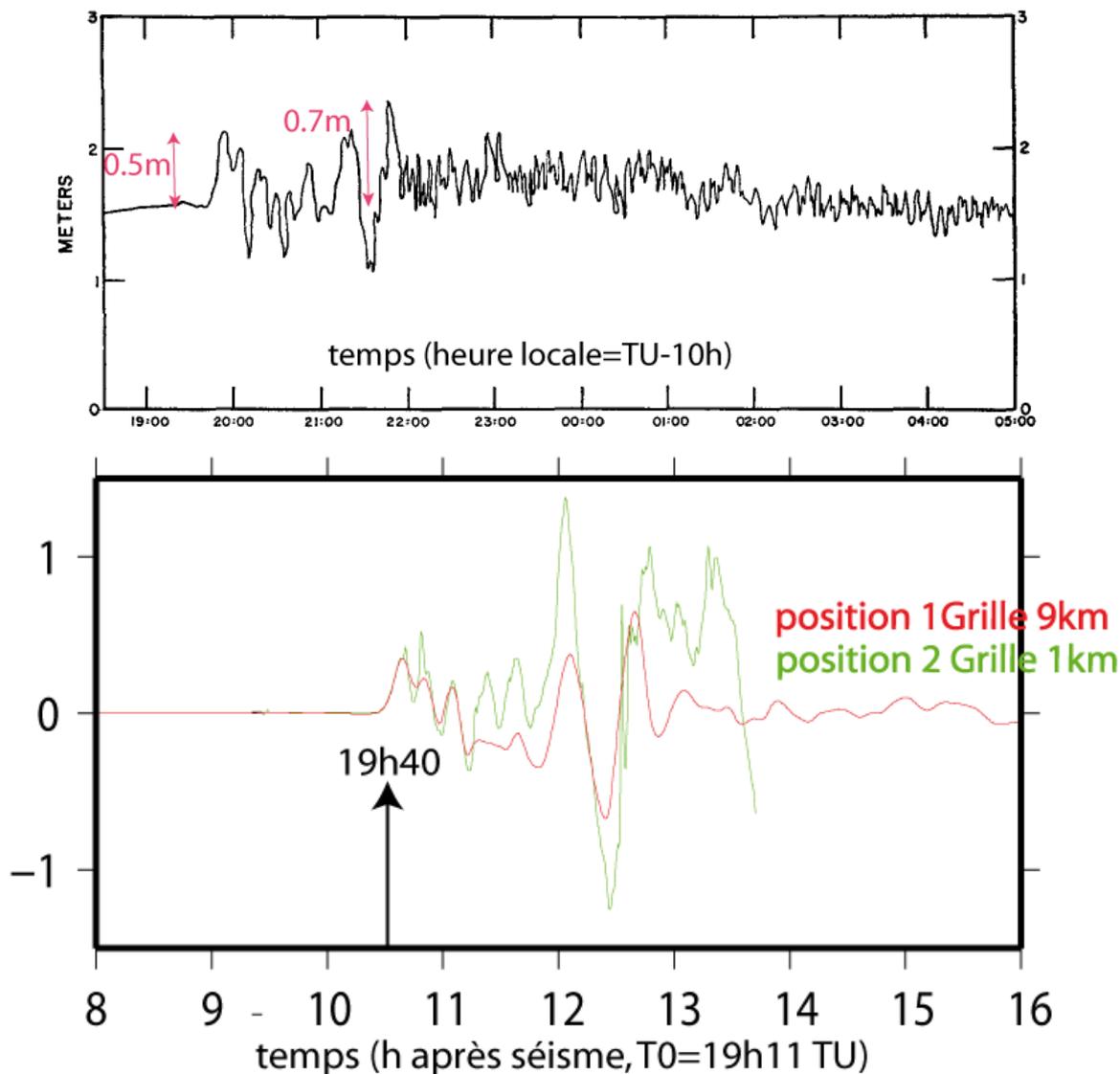


Illustration 76 – Scénario Chili 1960 : En haut, enregistrement du marégraphe de la baie de Matavai (Vitousek, 1963) ; En bas, variations du niveau de la mer pendant les simulations transpacifique et régionale au niveau des jauges numériques situées face à la baie de Matavai (positions représentées à l’Illustration 15)

Simulations de submersion à très haute résolution

Dans le secteur de Matavai, les éléments de validation disponibles à travers l’article de Vitousek (1963) consiste donc en une valeur de run-up de 2,30 m observée à la Pointe de Vénus (fermant la baie de Matavai au nord-est, Illustration 77), en plus de l’enregistrement marégraphe dans la baie.

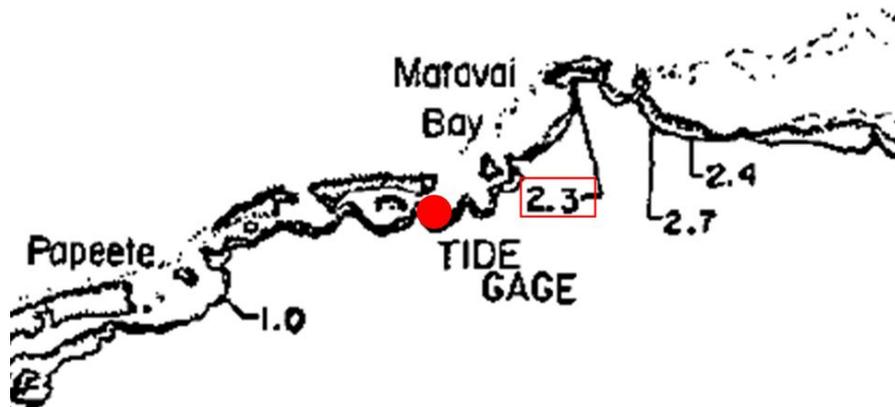


Illustration 77 – Position du marégraphe de Matavai et valeurs de run-up liées au tsunami du 22 mai 1960 au nord de Tahiti (d'après Vitousek, 1963)

Cette valeur de run-up à la Pointe de Vénus, comparée la carte de la cote maximale du plan d'eau sur la Pointe de Vénus issue des simulations (Illustration 78), montre la bonne cohérence entre observation et simulation (2,3 m observés et des valeurs supérieures à 2 m - voire à 2,5 m - obtenues par le calcul).

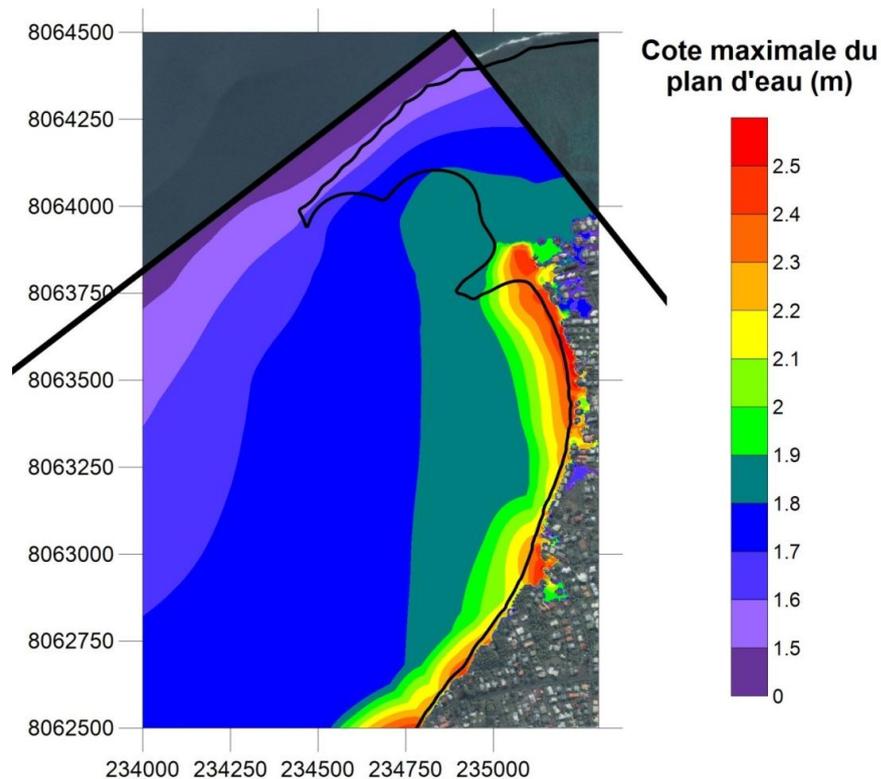


Illustration 78 – Scénario Chili 1960 : Élévation maximale du plan d'eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) au niveau de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 23/05/1960 à 07h01 TU et le 23/05/1960 à 09h01 TU (simulation de submersion à résolution 5 m)

En ce qui concerne le marégraphe, ses coordonnées restent imprécises. Une jauge numérique a donc été placée dans les simulations de submersion à très haute résolution à proximité de la position indiquée par Vitousek (1963), position cohérente avec le marégraphe indiqué sur les cartes nautiques du SHOM (côte est de la Pointe Otueaiai, illustrations 77 et 79), à une profondeur équivalente à celle relevée par le marégraphe avant l'arrivée du tsunami (1,5 m environ).

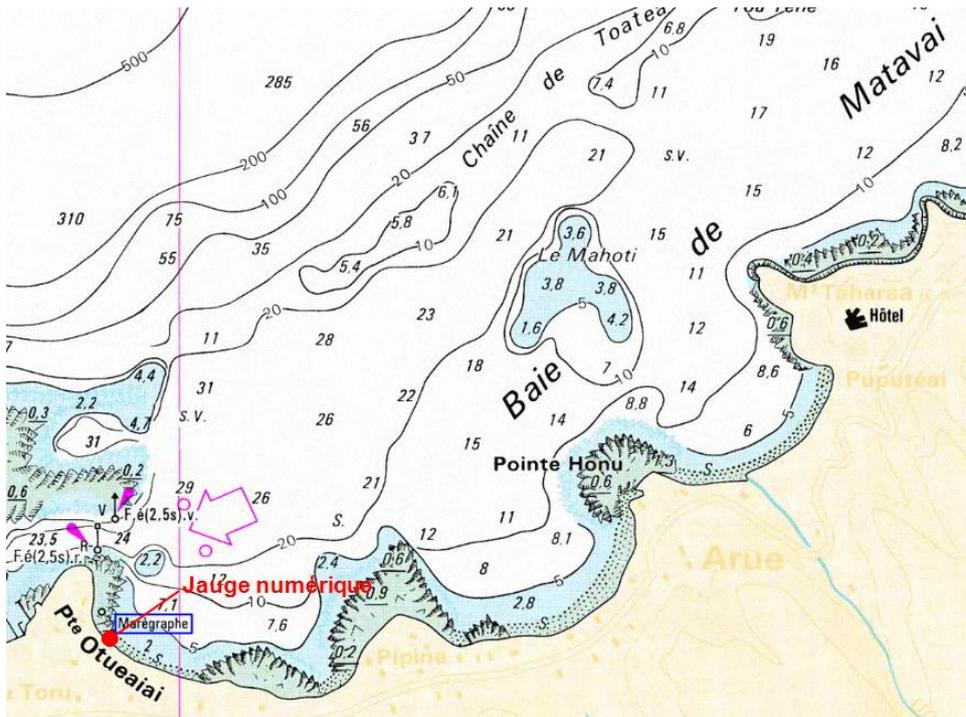


Illustration 79 – Position du marégraphe de Matavai sur la carte nautique du SHOM et position de la jauge numérique équivalente utilisée dans les simulations

Comme précisé pour la validation à échelle régionale, l'interprétation d'un enregistrement marégraphe vis-à-vis d'un tsunami reste très délicate, notamment pour ce qui concerne l'amplitude des vagues (souvent sous-estimée par l'enregistrement).

L'enregistrement marégraphe du 22 mai 1960 est présenté à l'illustration 80, confronté à la hauteur d'eau au niveau de la jauge numérique dans les simulations.

- Au-delà de 22h00, le signal se complexifie, tant au niveau des observations marégraphiques que des simulations : les hautes fréquences deviennent beaucoup plus importantes, traduisant les phénomènes survenus plus tardivement dans la propagation du tsunami (notamment, à la côte, les phénomènes de résonance liés aux ondes piégées, aux réflexions diverses...); les simulations deviennent alors moins représentatives, compte tenu de l'amplification des erreurs qu'impliquent ces phénomènes (bathymétrie, frottement, superpositions d'ondes...).

En termes d'amplitudes, bien que ce critère ne puisse être considéré comme fiable pour la validation, on peut noter que les simulations indiquent des phénomènes significativement plus importants que ceux observés par le marégraphe, tant du point de vue des crêtes que des creux. Ainsi, l'amplitude creux-à-crête maximale observée par le marégraphe est inférieure à 1,5 m (d'environ 1 m d'eau à moins de 2,5 m vers 21h45 heure locale) alors que celle simulée atteint près de 3 m (de 0 m d'eau à près de 3 m vers 21h45 heure locale). On notera par contre que les amplitudes relatives des différentes vagues restent cohérentes, la vague de 21h20 (heure locale) restant légèrement moins haute que celle de 21h45, les suivantes restant plus petites à la fois dans les observations marégraphiques et dans les simulations.

Validation des simulations

Au final, si la validation des simulations à échelle régionale reste délicate compte-tenu de la résolution de ces calculs, les simulations de submersion à très haute résolution permettent de vérifier la cohérence entre les observations historiques rapportées par Vitousek (1963) et les simulations numériques.

5.4.2. Scénario du séisme de 1946 aux îles Aléoutiennes

Pour le séisme des îles Aléoutiennes en 1946, les principaux éléments de validation disponibles pour la Polynésie Française sont fournis par Okal *et al.* (2002) et Reymond & Okal (2005). Si la première référence rapporte essentiellement des observations historiques (notamment en termes de run-up et de profondeur d'inondation) sur les îles Marquises et quelques autres îles du Pacifique (Rapa Nui, île Robinson Crusoe), la seconde complète ces observations par des éléments historiques sur Tahiti et d'autres îles (Australes, Pitcairn...). Les observations sur les façades nord et est de Tahiti sont reportées à l'illustration 81. Reymond & Okal (2005) signalent de plus que la façade sud-ouest de Tahiti a globalement été affectée par des run-up de moins de 1 m.

On peut également noter qu'il semble que toutes les maisons de la plage Lafayette auraient par exemple été emportées

(<http://www.tahiti-pacifique.com/archivesTPM/16520.html>).



Illustration 81 – Observations du tsunami du 01 avril 1946 au nord de Tahiti (à gauche) et à l'est de Tahiti (à droite) d'après Reymond et Okal (2005)

Simulations transpacifique et régionale

Les observations historiques rapportées par Reymond & Okal (2005) sur Tahiti ont été indiqués à l'illustration 82, superposées aux hauteurs d'eau maximales obtenues au cours des simulations régionales.

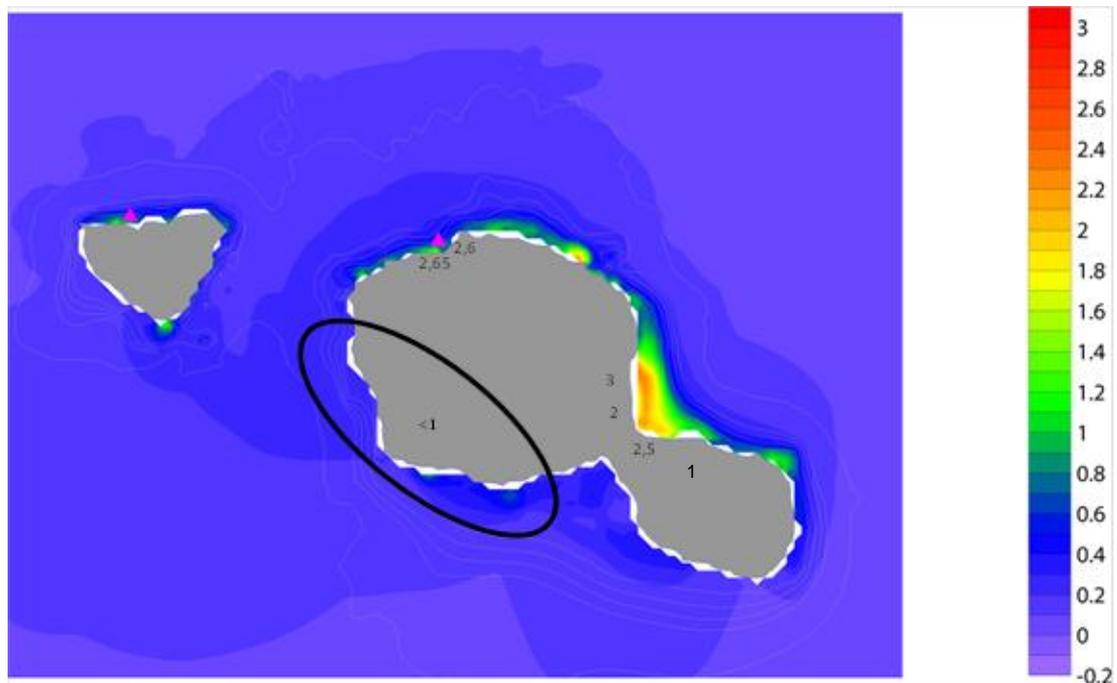


Illustration 82 - Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau au niveau des îles de Tahiti et Moorea au cours des simulations régionales (résolution 30", soit environ 1 km) ; les chiffres indiqués sur la carte montrent les valeurs de run-up / hauteurs de vagues indiquées lors du tsunami de 1946 par Reymond & Okal (2005)

Il s'avère que malgré des observations plus importantes que lors du tsunami du 22 mai 1960, les simulations indiquent des hauteurs d'eau maximales bien inférieures.

Les simulations confirment la faible exposition de la façade sud de Tahiti, et permettent de visualiser une certaine amplification des vagues (toutefois moins importante que pour le scénario de 1960) entre Tahiti Nui et Tahiti Iti (côté nord) que confirment les observations historiques, mais elles ne permettent pas a priori d'expliquer les fortes valeurs de run-up rapportées au niveau de la baie de Matavai.

Simulations de submersion à très haute résolution

Les cartes de la cote maximale du plan d'eau au niveau de la Pointe de Vénus et de la plage Lafayette sont représentées respectivement aux illustrations 83 et 84, pour comparaison avec les valeurs de run-up rapportées historiquement (respectivement 2,6 m à la Pointe de Vénus et 2,65 m à la plage Lafayette).

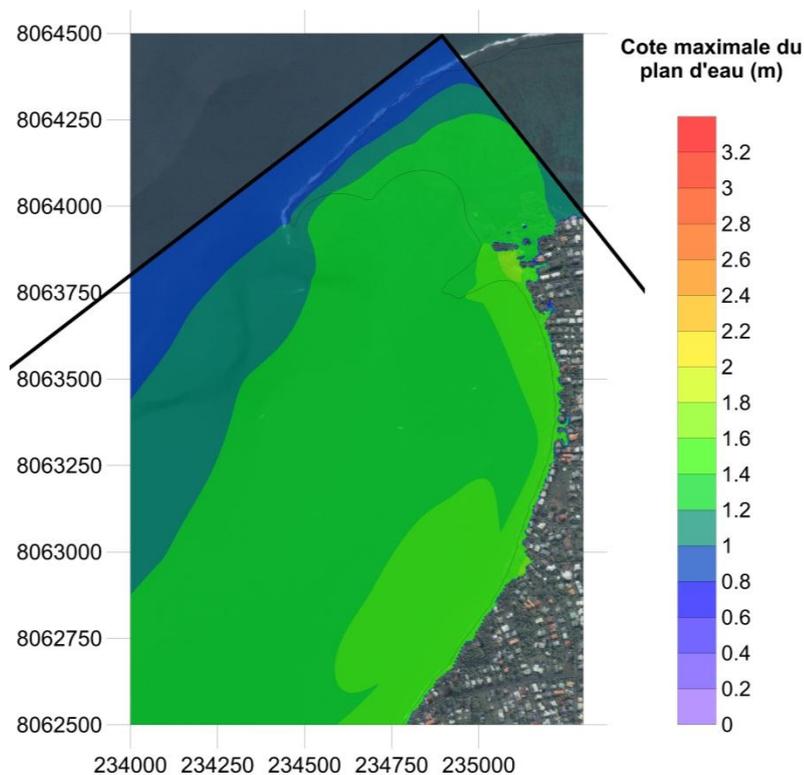


Illustration 83 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Élévation maximale du plan d'eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) au niveau de la Pointe de Vénus (baie de Matavai) calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (simulation de submersion à résolution 5 m)

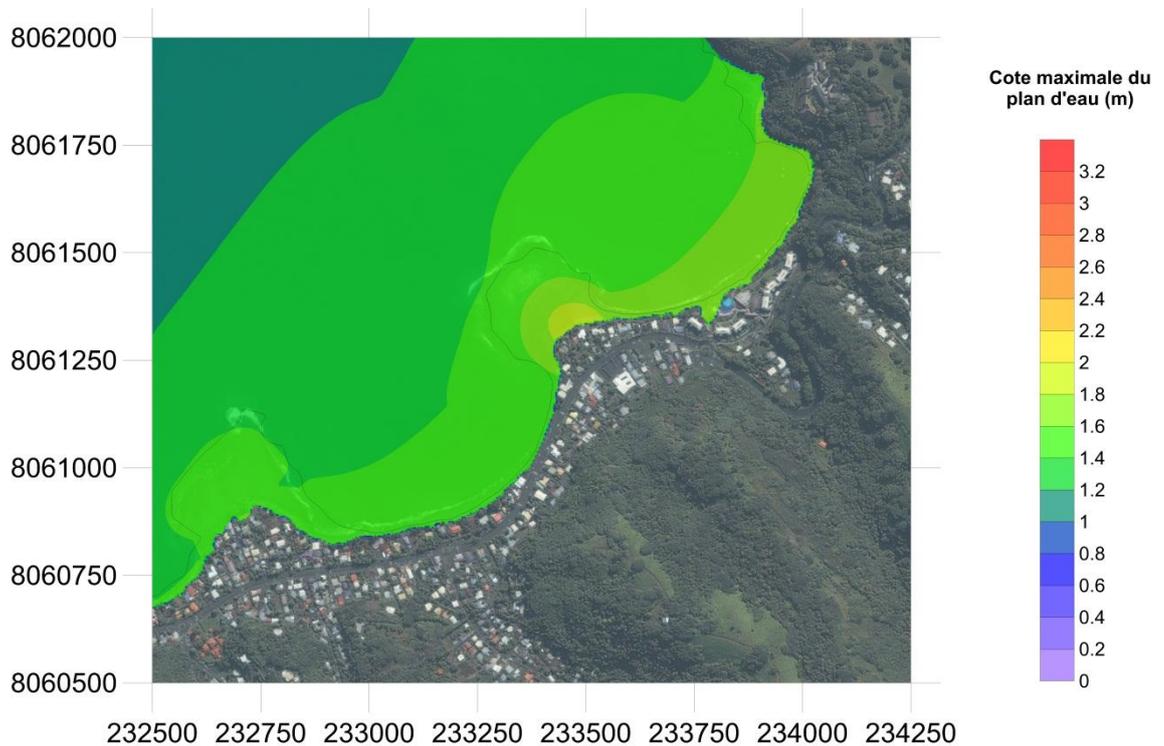


Illustration 84 – Scénario Aléoutiennes 1946 : Elévation maximale du plan d'eau (en mètres, par rapport au 0 IGN) au niveau de la Plage Lafayette (baie de Matavai) calculée entre le 01/04/1946 à 22h23 TU et le 01/04/1946 à 22h50 TU (simulation de submersion à résolution 5 m)

Les run-up obtenus par simulation numérique pour le scénario Aléoutiennes 1946 restent ainsi sensiblement inférieurs aux observations historiques, puisque les cotes maximales du plan d'eau atteignent au maximum près de 1,7 m à la Pointe de Vénus et 1,9 m entre les plages Lafayette et Radisson.

Les résultats de simulation concernant le tsunami généré par le séisme des îles Aléoutiennes en 1946 semblent donc sous-estimés par rapport aux observations historiques. Cette sous-estimation, comparativement au scénario Chili 1960, apparaît dès les rangs supérieurs (les jauges numériques utilisées en forçage pour la submersion montrent par exemple une amplitude moindre et des longueurs d'onde relativement faibles pour le scénario Aléoutiennes 1946).

Cette sous-estimation s'explique probablement par une **description inadaptée** de la source tsunamigène (« Tsunami earthquake », glissement sous-marin induit...) comme évoqué au paragraphe 4.4.7.

Il conviendrait donc d'améliorer la description de la source tsunamigène pour cet évènement afin d'améliorer les résultats des simulations.

5.5. COMPARAISON DE LA SUBMERSION CAUSEE PAR LE TSUNAMI DE 1960 ET DES CARTES D'ALEA « SUBMERSION MARINE LIEE AUX CYCLONES »

En Polynésie Française, les cartes d'aléa submersion marine des PPR réalisées dans le cadre du projet ARAI1 sont basées sur des scénarios cycloniques uniquement. Sur les baies de Matavai et d'Opunohu, ces cartes d'aléa ont été confrontées aux résultats de simulation de la submersion par le tsunami lié au séisme du Chili en 1960, étant entendu que :

- Les simulations de submersion par le tsunami ont été établies avec un modèle vague-à-vague permettant de prendre en compte à la fois les hauteurs d'eau et les vitesses d'écoulement alors que dans les cartes d'aléa submersion lié aux cyclones d'ARAI1, seules les hauteurs d'eau sont prises en compte (par un croisement entre une cote de référence et la topographie) ;
- Les données topographiques utilisées sont différentes. A l'époque d'ARAI1, seuls des points côtés plus ou moins résolus étaient disponibles. Depuis, des MNT à 5m ont été réalisés en 2006 par le service de l'urbanisme. Les différences peuvent être notables, particulièrement en zone littorale.

5.5.1. Baie de Matavai

Dans la baie de Matavai, la confrontation des deux cartes (Illustration 85) montre qu'en dehors de rares exceptions très localisées, les zones d'aléa « submersion marine liée à un cyclone » incluent bien les zones submergées par un tsunami particulièrement important (le séisme de 1960 constituant le plus grand séisme jamais enregistré).

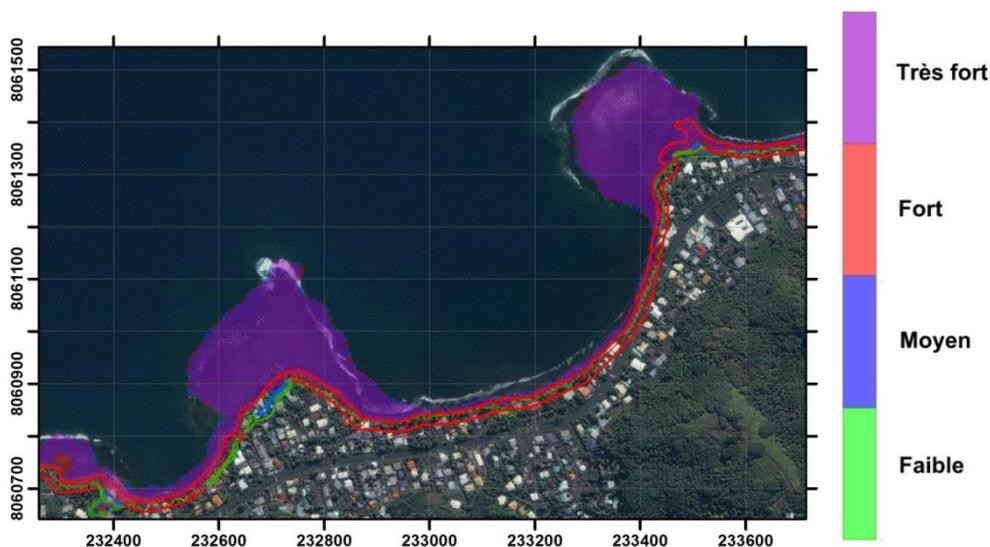


Illustration 85 – Scénario Chili 1960 : Niveaux d'intensité au niveau de la Plage Lafayette dans la baie de Matavai (plages colorées) et aléa submersion marine liée aux cyclones dans le PPR actuel (hachures)

5.5.2. Baie d’Opunohu

La confrontation des mêmes cartes au fond de la baie d’Opunohu (Illustration 86) montre que dans la configuration d’une baie très profonde et assez fermée, l’intensité de la submersion liée à un tsunami peut être plus importante que pour le scénario cyclonique cartographié dans les PPR actuels. En effet, si l’extension de la zone d’aléa moyen du PPR en fond de baie d’Opunohu couvre en grande partie (et même dépasse) la zone submergée lors du tsunami (lié au séisme du Chili en 1960), le niveau de l’aléa est moins fort. Pour le tsunami en question, la zone d’aléa fort s’étend jusqu’à plus de 300m du rivage, alors que dans la carte d’aléa du PPR, elle est restreinte à une dizaine de mètres en bordure du littoral.

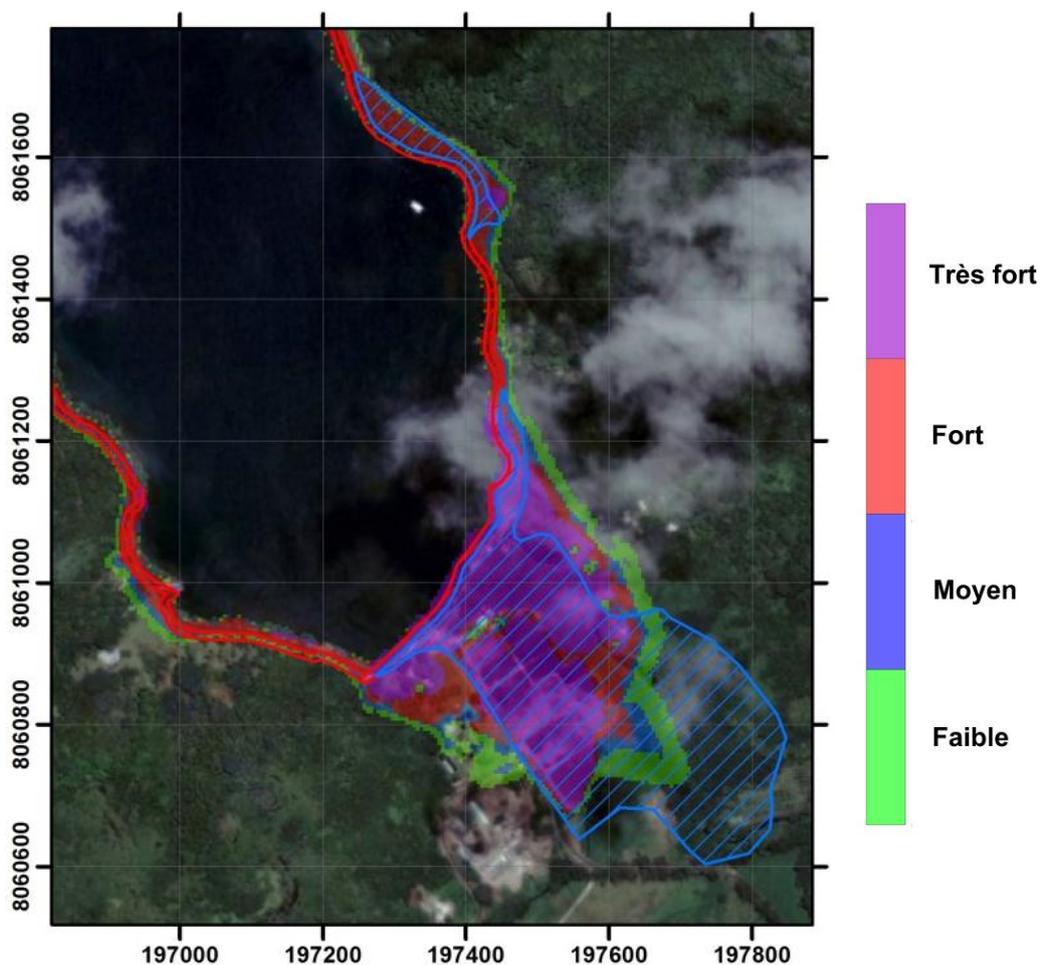


Illustration 86 – Scénario Chili 1960 : Niveaux d’intensité au fond de la baie d’Opunohu (plages colorées) et aléa submersion marine liée aux cyclones dans le PPR actuel (hachures)

6. Conclusion

Les simulations numériques de tsunamis menées dans le cadre du projet ARAI 3 ont finalement concerné **5 scénarios de tsunamis historiques** (Tonga 1865, nord Chili 1877, Aléoutiennes 1946, Kamtchatka 1952 et Chili 1960). Pour chacun de ces 5 scénarios, le tsunami a été généré à partir des principales caractéristiques du séisme et la propagation transpacifique du tsunami jusqu'à la Polynésie Française a été simulée à l'aide du code FUNWAVE-TVD à une résolution de l'ordre de 9 km.

Parmi ces 5 scénarios, 2 ont été particulièrement impactants historiquement pour les sites de Matavai et d'Opunohu : il s'agit des tsunamis générés par le séisme du **25 mai 1960 au Chili** et par le séisme du **1^{er} avril 1946 aux îles Aléoutiennes**. Ces 2 scénarios ont donc fait l'objet de simulations régionales à plus haute résolution (1 à 2 km) au niveau de la Polynésie Française.

Ces deux scénarios ont ensuite fait l'objet de simulations fines de la submersion à terre sur chacun des 2 sites d'étude (baie de Matavai à Tahiti et baie d'Opunohu à Moorea). Ces simulations ont été réalisées avec le code SURFWB à une résolution de 5 m, en prenant en compte la présence du bâti à terre pour obtenir des écoulements plus réalistes.

Outre la cinétique des événements, ces simulations ont permis d'accéder à la connaissance des hauteurs d'eau et des vitesses des courants à terre. Ces résultats ont été synthétisés, pour chacun des 2 scénarios et chacun des 2 sites, à travers des cartes de hauteurs d'eau maximales et de courants maximaux. Le croisement de ces 2 cartes a également permis de définir en tous points de la zone inondée un niveau d'intensité, basé sur la capacité des personnes à résister aux écoulements.

Au final, le scénario du **séisme du Chili en 1960 s'avère le plus pénalisant**, provoquant une submersion conséquente sur chacun des deux sites :

- Dans la baie de Matavai, les plages peuvent être affectées par des hauteurs d'eau considérables (3 m), mais l'inondation ne pénètre globalement que peu dans les rues ; la Pointe de Vénus est cependant plus affectée, avec des profondeurs d'inondation pouvant atteindre 150 m et des hauteurs d'eau maximales dépassant le mètre. Compte-tenu des vitesses importantes atteintes par les courants, la majeure partie de ces zones inondées sont classées en niveau d'**intensité très forte**, notamment les plages et le front de mer, l'intensité ne décroissant que dans les zones inondées éloignées du rivage.
- Dans la baie d'Opunohu, la profondeur d'inondation est typiquement de 50 à 80 m sur les flancs de la baie, mais elle peut dépasser les 400 m au fond de la baie, où les vagues pénètrent considérablement à terre générant des hauteurs d'eau maximales de 1 m à 1,5 m. En termes d'intensité, les flancs de la baie se caractérisent essentiellement par un niveau d'intensité forte, alors que le **fond de la baie** est affecté des **intensités fortes à très fortes**, les faibles intensités restant cantonnées aux extrémités de l'inondation.

- Par rapport aux cartes d'aléa existantes pour la submersion marine liée aux cyclones, les exemples des baies de Matavai et d'Opunohu montrent que si les effets d'un tsunami sont globalement similaires à ceux de houles cycloniques pour une baie ouverte, ils peuvent être sensiblement plus importants au fond des baies fermées, compte tenu de l'énergie véhiculée par les tsunamis.

D'après les simulations, le scénario du séisme des îles Aléoutiennes en 1946 se révèle sensiblement moins dommageable, ce qui n'est pas vérifié historiquement (nombreux dommages à Tahiti, et valeurs de run-up supérieures à celles rapportées en 1960). Cette sous-estimation dans les simulations numériques s'explique probablement par une description de la source tsunamigène inadaptée (la bibliographie scientifique montrant que la magnitude seule du séisme ne peut expliquer l'ampleur du tsunami, et qu'il s'agit d'un « Tsunami earthquake », probablement couplé avec un glissement de terrain sous-marin induit par le séisme). Il conviendrait donc d'améliorer la description de la source pour obtenir des simulations de submersion cohérentes avec les observations historiques.

Ces résultats, bien que limités à deux sites particuliers, permettront au Service de l'Urbanisme de Polynésie Française de mieux prendre en compte les effets des tsunamis dans l'aménagement du territoire.

7. Bibliographie

Des Garets E., Mompelat J.-M. et Pedreros R. avec la collaboration de **Leonardi A. et Durand E.** (2006) - Programme INSTACOT – Étude du risque d'éboulement côtiers et des tsunamis associés dans l'île de Fatu Hiva (Archipel des Marquises). Rapport BRGM/RP-54765-FR, 82 p., 46 fig., 5 tab.

Fryer G.J., Watts P., Pratson L.F. (2003) - Source of the great tsunami of 1 April 1946: a landslide in the upper Aleutian forearc. *Marine Geology* 203 (2004) 201-218.

Grilli S.T. et Watts P. (1999) - 'Modeling of waves generated by a moving submerged body : Applications to underwater landslides'. *Engrg. Analysis with Boundary Elements*, 23, 8, 645-656.

Grilli S.T. et Watts P. (2005) - 'Tsunami generation by submarine mass failure. Part I : Modeling, experimental validation, and sensitivity analysis'. *J. Waterway Port Coastal and Ocean Engng.*, 131, 6, 283-297.

Grilli S.T., Asce M., Ioualalen M., Asavanant J., Shi F., Kirby J.T. and Watts P. (2007) – Source constraints and model Simulation of the December 26, 2004, Indian Ocean tsunami. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Nov.-Déc. 2007, 414-428.

Grilli S.T., Harris J.C., T. Tajalibakhsh, T.L. Masterlark, C. Kyriakopoulos, J.T. Kirby and F. Shi (2012) - Numerical simulation of the 2011 Tohoku tsunami based on a new transient FEM co-seismic source: Comparison to far- and near-field observations. *Pure and Applied Geophysics*, 27pps., doi:10.1007/s00024-012-0528-y.

Johnson J.M. et Satake K. (1997) - Estimation of seismic moment and slip distribution of the April 1, 1946, Aleutian tsunami earthquake. *J. Geophys. Res.*, 102, 11765–11774.

Kanamori H. (1972) - Mechanism of Tsunami Earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6, 346–359.

Le Roy S. et Pedreros R. avec la collaboration de **Monfort-Climent D.** (2011) – ALDES : Modélisation numérique du tsunami survenu à Antibes en 1979. Rapport BRGM/RP-60353-FR, 80 p., 61 ill.

Le Roy S., Monfort D. et Pedreros R. (2012) – Projet ALDES : Simulations numériques de tsunamis en Méditerranée Occidentale. Rapport BRGM/RP-61473-FR, 95 p., 62 ill.

Marche F., Bonneton P., Fabrie P. and Seguin N. (2007) - Evaluation of well-balanced bore-capturing schemes for 2D wetting and drying processes. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 53: 867-894.

Nachbaur A., Poisson B. et Sedan O. (2010) – Programme ARAI 2. Instabilités côtières et tsunamis associés. Archipel des Marquises (Polynésie Française) – Rapport final. *Rapport BRGM/RP-58662-FR*, 161 p., 95 fig., 9 tab., 11 ann.

Okada Y. (1985) - 'Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space'. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.

Okal E.A., Synolakis C., Fryer G., Heinrich P., Borrero J., Ruscher C., Arcas D., Guille G. and Rousseau D. (2002) - A field survey of the 1946 Aleutian Tsunami in the far field. *Seismol. Res. Let.*, 73, 4, 490-502.

Okal E.A. and Hébert H. (2007) - Far-field modeling of the 1946 Aleutian tsunami. *Geophys. J. Intl.*, 169, 1229-1238.

Pedrerros R. et Poisson B. (2007) - Etude de cas au niveau de la côte méditerranéenne : modélisation numérique des tsunamis. *BRGM/RP-55760-FR*, 176 p., 123 fig., 27 tabl., 2 ann.

Pedrerros R., Terrier M. et Poisson B. (2007) – Tsunamis : Etude de cas au niveau de la côte antillaise française – Rapport de synthèse. *Rapport BRGM/RP-55795-FR*.

Poisson B. et Krien Y. (2009) - Tsunamis : étude de cas sur la côte guyanaise française. *Rapport BRGM/RP-58913-FR*. 80 p., 49 fig., 6 tabl., 1 ann.

Poisson B., Garcin M. and Pedrerros R. (2009) - The 2004 December 26 Indian Ocean tsunami impact on Sri Lanka : cascade modelling from ocean to city scales. *Geophysical Journal International* 177, 1080–1090.

Poisson B. et Pedrerros R. (2010) - Numerical modelling of historical landslide-generated tsunamis in the French Lesser Antilles. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 1281–1292.

Poisson B., Oliveros C. and Pedrerros R. (2011) - Is there a best source model of the Sumatra 2004 earthquake for simulating the consecutive tsunami? *Geophysical Journal International* 185, 1365–1378.

Reymond D. and Okal E. (2005) - Historical database in French Polynesia. *Tsunami Hazard Mitigation and Risk Assessment Workshop, Santiago (Chile), 29-30 September 2005*.

Shi F., Kirby J.T., Harris J.C., Geiman J. D. and Grilli S.T. (2012) - A high-order adaptive time-stepping TVD solver for Boussinesq modeling of breaking waves and coastal inundation. *Ocean Modeling*, 43-44 :36-51.

Sladen A., Hébert H. et Schindelé F. (2006) - Aléa sismique et aléa tsunami en Polynésie française, définition des zones tsunamigéniques, modélisations détaillées et extrapolation. *Rapport CEA*, 93 p, *CEA/DIF/DASE/LDG/265/2006/DO*.

Sladen A., Hébert H., Schindelé F. and Reymond D. (2007) - Evaluation of far-field

tsunami hazard in French Polynesia based on historical data and numerical simulations. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7, 195-206.

Terrier M., Monfort D., Lambert J., Le Roy S., Pedreros R. & Sedan O. (2012) - Method for Evaluating Vulnerability to Tsunamis of low-to-medium intensity: Application to the French Côte d'Azur. *Proceedings of the Fifth International Tsunami Symposium (ISPRA-2012)*. *Tsunami Society International*. 3-5 Sept. 2012, Joint Research Centre, Ispra, Italy.

Vitousek M.J. (1963) - The tsunami of 22 May 1960 in French Polynesia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53, 1229-1236.

Watts P., Grilli S.T., Kirby J.T., Fryer G.J. and Tappin D.R. (2003) – Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, p. 391-402.

Wei G., Kirby J.T., Grilli S.T., and Subramanya R. (1995) - 'A fully nonlinear Boussinesq model for free surface wave. Part 1 : Highly unsteady waves'. *J. Fluid Mech.*, 294,71-92.



Centre scientifique et technique
Direction Risques et Prévention
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34