



HAL
open science

L'éruption du volcan Hunga Tonga -Hunga Ha'apai le 15 janvier 2022 : un ébranlement du système Terre à l'échelle planétaire

Christine Lac, Alexis Le Pichon, Constantino Listowski, G Abbassi, E Astafyeva, Alexandre Baron, Daniel Berveiller, Marie Boichu, Cathy Clerbaux, Augustin Colette, et al.

► To cite this version:

Christine Lac, Alexis Le Pichon, Constantino Listowski, G Abbassi, E Astafyeva, et al.. L'éruption du volcan Hunga Tonga -Hunga Ha'apai le 15 janvier 2022 : un ébranlement du système Terre à l'échelle planétaire. Groupe Thématique Atmosphère d'ALLENVI. 2022. hal-03925853

HAL Id: hal-03925853

<https://hal.science/hal-03925853v1>

Submitted on 5 Jan 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

L'éruption du volcan Hunga Tonga - Hunga Ha'apai le 15 janvier 2022 : un ébranlement du système Terre à l'échelle planétaire

Note Allenvi Inter-organismes : Groupe Thématique Atmosphère

Coordination : Christine Lac (CNRM), Alexis Le Pichon (CEA), Constantino Listowski (CEA)

1. CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France
[A. Dupont](#), [T. Farges](#), [A. Gailler](#), [H. Hébert](#), [P. Heinrich](#), [N. Lardjane](#), [A. Le Pichon](#), [C. Listowski](#), [J. Vergoz](#)
2. Centre National d'Études Spatiales, 31400 Toulouse, France
[G. Dibarbouré](#)
3. Collecte Localisation Satellites, 31520 Ramonville-Saint-Agne, France
[Y. Faugère](#)
4. GNS Science, Earth Structure and Processes Department, Lower Hutt, 5040, New Zealand
[J. Roger](#)
5. INRAE, Institut national de recherche pour l'agriculture, l'alimentation et l'environnement.
[B. Loubet](#)
6. Institut National de l'Environnement Industriel et des Risques
[A. Colette](#)
7. Institut de Recherche pour le Développement, 34093, Montpellier, France (DINAMIS)
[J.-F. Faure \(IRD\)](#)
8. Institut Pierre-Simon Laplace, CNRS, Paris, France (AERIS)
[M. Ripon](#)
9. Laboratoire Atmosphères, Observations Spatiales (LATMOS/IPSL), Univ. Paris Saclay, Sorbonne Université, CNRS, France
[C. Clerbaux](#), [A. Hauchecorne](#), [P. Keckhut](#), [S. Khaykin](#), [S. Payan](#), [M. Ratynski](#)
10. Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA), Univ. Paris Cité, Univ Paris Est Creteil, CNRS, France
[P. Sellitto](#)
11. Laboratoire de Meteorologie Dynamique (LMD/IPSL), Ecole polytechnique, Institut polytechnique de Paris, Sorbonne Université, Ecole normale supérieure, PSL Research University, CNRS, Paris, France
[A. Feofilov](#), [A. Hertzog](#), [B. Legras](#), [A. Podglajen](#)
12. Météo France, Centre National de Recherches Météorologiques
[A. Dabas](#), [V. Guidard](#), [C. Lac](#), [M. Mandement](#)
13. Météo France, Direction des Services Météorologiques
[G. Collin](#), [Ph. Hereil](#)
14. Observatoire des Sciences de l'Univers de La Réunion, Université de la Réunion, CNRS, Météo-France
[A. Baron](#), [V. Dufлот](#), [G. Payen](#)
15. Unité Mixte de Recherche IR DATA TERRA, 31400 Toulouse
[G. Abbassi](#), [C. Mercier \(ODATIS\)](#)
16. Unité Mixte de Recherche ISPA - Interactions Sol Plante Atmosphère
[S. Lafont](#)
17. Université Clermont Auvergne, CNRS, IRD, OPGC, Laboratoire Magmas et Volcans, F-63000 Clermont-Ferrand, France
[Ph. Labazuy](#), [R. Paris](#)
18. Université Côte d'Azur, Observatoire de la Côte d'Azur, CNRS, IRD, Géoazur, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France
[F. Manta](#), [E. Munaibari](#), [L. Rolland](#), [A. Sladen](#), [C. Twardzik](#)
19. Université de Lille, Laboratoire d'Optique Atmosphérique (AERIS-LOA VOLCPLUME portal)
[M. Boichu](#)
20. UP11 - Université Paris-Sud - Paris 11, France
[D. Berveiller](#)
21. Université Paris Cité, Institut de Physique du Globe de Paris, 75013 PARIS, France (FORMATER)
[E. Astafyeva](#), [P. Coisson](#), [R. Grandin](#), [B. Maletckii](#), [M. Ravanelli](#)
22. Université de Strasbourg, laboratoire Image, Ville, Environnement, 67000 Strasbourg, France (THEIA)
[A. Puissant](#)
23. Université de Toulon, Université Aix-Marseille, CNRS/INSU, IRD, Institut Méditerranéen d'Océanologie, 83041 Toulon Cedex 09, France
[V. Rey](#)

Résumé : L'éruption explosive du volcan Hunga Tonga - Hunga Ha'apai (HTHH), le 15 janvier 2022, a produit la plus puissante explosion enregistrée depuis les explosions du Krakatau et du Tambora dans les années 1800, libérant une énergie équivalente à 110 mégatonnes de TNT. Les ondes générées se sont propagées dans le sol, et dans l'atmosphère jusqu'à l'ionosphère. L'onde atmosphérique la plus énergétique observée sur les baromètres correspond au mode de Lamb. De période supérieure à 2000 s, son amplitude est comparable à celle observée lors de l'éruption du Krakatau en 1883. L'empreinte des perturbations atmosphériques a été caractérisée à l'échelle planétaire par des réseaux de mesures au sol, à bord de satellites ou de plateformes aéroportées. L'analyse combinée de ces observations a permis d'évaluer les conséquences à court terme de l'éruption du HTHH. Les méthodes d'investigation géophysiques présentées dans cette note montrent l'apport d'analyses interdisciplinaires pour caractériser la réponse impulsionnelle des enveloppes fluides planétaires (atmosphère, océans et mers) à une éruption d'une intensité exceptionnelle.



Figure 1 - L'éruption du Hunga Tonga-Hunga Ha'apai du 14 janvier 2022, la veille du paroxysme du 15 janvier 2022 (photo prise le 14 janvier 2022, 17:14 heure locale). Source : Tonga Geological Service, Taaniela Kula¹.

¹ <https://matangitonga.to/2022/01/15/tongan-geologists-stunning-Jan14eruptions>

Table des matières

Acronymes.....	4
1 Introduction.....	6
2 L’infrastructure de recherche DATA TERRA et ses pôles de données dédiés au système Terre	8
2.1 Les pôles Terre solide et Surfaces continentales	8
2.2 Le pôle Atmosphère	10
2.3 Le pôle Océan.....	11
3 Ondes atmosphériques : sources et impacts	14
3.1 Propagation mesurée au sol.....	14
3.2 Mesures en ballons stratosphériques	19
3.3 Ondes et températures : mesures par satellite.....	20
3.4 Ondes et estimation d’énergie à la source.....	21
3.5 Couplage air-océan : tsunami atmosphérique	23
3.6 Haute atmosphère : perturbations ionosphériques.....	25
4 Injections de matière dans l’atmosphère.....	27
4.1 Observations satellitaires du panache volcanique.....	27
4.2 Dispersion et évolution du panache.....	29
4.3 Suivi des aérosols avec le satellite Aeolus.....	30
4.4 Chimie atmosphérique et impact sur le bilan radiatif.....	31
4.5 Suivi de la dynamique des éclairs avec l’extension du panache	32
5 Gestion opérationnelle de l’alerte	34
5.1 Alerte tsunami	34
5.2 Suivi des panaches de cendres pour l’aéronautique.....	36
5.3 Suivi des panaches de dioxyde de soufre pour l’aéronautique et la qualité de l’air	38
6 Discussion.....	38
6.1 Suivi de l’éruption : chronologie et impacts.....	38
6.2 Énergie : des méthodes et des résultats complémentaires	40
7 Conclusion	41
Références.....	43

Acronymes

ABI	Advanced Baseline Imager
AERONET	AERosol RObotic NETwork
AIEA	Agence Internationale de l'Énergie Atomique
AIRS	Atmospheric Infrared Sounder
ALADIN	Atmospheric LASer Doppler Instrument
AMSL	Above Mean Sea-Level
AVISO	Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CASU	Cellule d'appui aux situations d'urgence
CG	Cloud-to-Ground (lightning)
CEA	Commissariat à l'Énergie Atomique et aux Énergies Alternatives
CENALT	Centre National d'Alerte aux Tsunamis
CIEST	Cellule d'Intervention et d'Expertise Scientifique
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
DINAMIS	Dispositif Institutionnel National d'Approvisionnement en Imageries Satellitaires
CIRA	Cooperative Institute for Research in the Atmosphere
CLS	Collecte Localisation Satellites
DART	Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis
DUACS	Data Unification and Altimeter Combination System
ESA	European Space Agency
GEO	Geosynchronous Equatorial Orbit
GLD360	Global Lightning Detection Network
GLONASS	Globalnaïa Navigatsionnaïa Spoutnikovaïa Sistéma
GLM	Geostationary Lightning Mapper
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPS	Global Positioning System
GNSS	Global Navigation Satellite Systems
GNSS-RO	GNSS Radio Occultation
HSRL	High Spectral Resolution Lidar
HTHH	Hunga Tonga - Hunga Ha'apai
HY2B	HaiYang 2B
IASB	Institut royal d'Aéronomie Spatiale de Belgique (BIRA, en néerlandais)
IASI	Infrared Atmospheric Sounding Interferometer
IC	Intra-Cloud (lightning)
ICOS	Integrated Carbon Observation System
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
INERIS	Institut National de l'Environnement industriel et des RISques
IR	Infrastructure de Recherche
LEO	Low-Earth Orbit
MNS	Modèle Numérique de Surface
MOCAGE	Modèle de Chimie Atmosphérique de Grande Echelle
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ODATIS	Ocean DATa Information and Services
OMI	Ozone Monitoring Instrument
OMM	Organisation Météorologique Mondiale

OMPS	Ozone Mapping and Profiler Suite
OPAR	Observatoire de Physique Atmosphérique de La Réunion
PTWC	Pacific Tsunami Warning Center
QZSS	Quasi-Zenith Satellite System
RADOME	Réseau d'Acquisition de Données et d'Observations Météorologiques Etendu
RBS	Range-Bin-Setting
REFMAR	Réseau de référence des observations MARégraphiques
RENAG	REseau NATional GNSS
RESIF	RÉseau Sismologique et géodésique Français
SACS	Support to Aviation Control Service
SAR	Synthetic Aperture Radar
SATMOS	Service d'Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Satellitaires
SERTIT	SERVICE Régional de Traitement d'Image et de Télédétection
SHOM	Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
SSI	Système de Surveillance International
SR	Scattering Ratio
TEC	Total Electron Content
TICE	Traité d'Interdiction Complète des Essais nucléaires
TNT	Trinitrotoluène
TROPOMI	TROPOspheric Monitoring Instrument
TU	Temps Universel
UHF	Ultra Haute Fréquence
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UNOSAT	United Nations Satellite Centre
VAA	Volcanic Ash Advisory
VAAC	Volcanic Ash Advisory Centres
VEI	Volcanic Explosivity Index
VHF	Very High Frequency
WWLLN	World Wide Lightning Location Network

1 Introduction

Le volcan sous-marin Hunga Tonga - Hunga Ha'apai (HTHH), dans l'arc volcanique Tonga-Kermadec, est un produit de la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque indo-australienne. Le cône volcanique s'élève à environ 1500 m au-dessus du fond marin. Le rebord de la caldera sous-marine atteint la surface dans les îlots inhabités du volcan HTHH. Les éruptions historiques du HTHH (1912, 1937, 1988, 2009, 2014-2015) sont phréatomagmatiques de type surtseyen, ce qui signifie qu'elles sont caractérisées par une activité explosive contrôlée par les interactions eau-magma à faible profondeur d'eau (un type d'activité qui a été particulièrement bien documenté lors de l'éruption du volcan Surtsey en Islande en 1963) (Vaughan et Webley, 2010). D'après les observations satellitaires, l'éruption de 2009 du HTHH a engendré des panaches de cendres jusqu'à des altitudes de 7.6 km et a libéré une quantité totale de 0.018 km³ de matière éruptive en deux mois.

L'activité éruptive de 2014-2015 a duré cinq semaines et a été caractérisée par des nuages pauvres en cendres mais riches en gaz, atteignant des altitudes de 10 km (Global Volcanism Program, 2015). La morphologie des îlots en surface varie ainsi au gré de la création de nouveaux cônes et isthmes de matériel pyroclastique, rapidement érodés par la mer (Garvin et al., 2018). Cependant, l'analyse des dépôts d'éruptions antérieures révèle l'existence d'éruptions explosives beaucoup plus puissantes, associées à des effondrements de calderas (Cronin et al., 2017). Une éruption au 12^{ème} siècle (1040-1180 CE) aurait ainsi engendré un refroidissement global de plus de 1°C (année 1108 ; Sigl et al., 2015).

Une résurgence de l'activité volcanique fin décembre 2021 a conduit à une escalade d'éruptions, aboutissant à la phase explosive majeure du 15 janvier 2022 vers 04:15 TU et à la destruction totale du cône de 2014-2015. L'éruption a été entendue à plus de 9000 km de distance. Le nuage de cendres, de gaz volcaniques et d'eau (celle-ci étant d'origine volcanique et océanique) a atteint une altitude maximale de 57 km tout en développant une « enclume » à environ 30 km d'altitude (Carr et al., 2022). Dans les deux heures suivant son apparition, le diamètre du nuage a atteint 600 km avant d'être déformé par les vents. L'éruption explosive a engendré des phénomènes atmosphériques et géophysiques exceptionnels. L'amplitude de l'onde de pression relevée est d'un ordre de grandeur supérieure à celle de l'éruption du Mont Saint-Helens (États-Unis) en 1980, et comparable à celle du Krakatau (Indonésie) survenue en 1883 - l'une des éruptions volcaniques les plus destructrices de l'histoire (Symons, 1888).

La source éruptive du HTHH a pu être caractérisée à partir des données de réseaux d'observation terrestres et spatiaux multi-technologiques, fournissant une résolution et une couverture des perturbations atmosphériques sans précédent dans les archives géophysiques. Les ondes sismiques de surface de longue période (avec un pic à 3.7 mHz) détectées à l'échelle du globe indiquent une excitation des modes propres de la Terre solide. À partir de l'impulsion de la source explosive dérivée des ondes de surface, Poli et Shapiro (2022) ont estimé une force verticale environ deux fois et demie supérieure à celle de l'éruption du Mont Saint-Helens en 1980.

L'éruption a excité différents modes d'ondes atmosphériques, d'une à deux heures de période jusqu'à quelques Hertz, se propageant à l'échelle mondiale et atteignant les couches supérieures de l'atmosphère (Kulichkov et al., 2022; Matoza et al., 2022). Ces ondes ont été enregistrées par différents réseaux nationaux et internationaux, dont le Système de Surveillance International (SSI) mis en œuvre pour la surveillance du Traité d'interdiction complète des essais nucléaires (TICE)² (Vergoz et al., 2022 ; Le Bras et al., 2022). L'ensemble des stations infrasons opérationnelles du SSI a enregistré des perturbations atmosphériques de périodes comprises entre 1 h et 1 s environ, durant six jours. Par un phénomène de couplage, la perturbation atmosphérique principale – l'onde de Lamb – a généré le

² <https://www.ctbto.org/>

tsunami d'origine atmosphérique mesuré dans le monde entier (Andrews, 2022 ; Kubota et al., 2022 ; Omira et al., 2022). D'amplitude trois à quatre fois plus faible (Carvajal et al., 2022), cette onde couplée a devancé le tsunami conventionnel causé par les mouvements de masse d'eau engendrés par l'éruption elle-même, restreint au Pacifique (Carvajal et al., 2022 ; Gusman et al., 2022 ; Heidarzadeh et al., 2022 ; Lynett et al., 2022). Des hauteurs de vagues de près de 2 m ont été relevées au Chili³, à plus de 10,000 km avec des perturbations durant plus de vingt-quatre heures (Carvajal et al., 2022). Au plus près du volcan, dans l'archipel des Tonga, une hauteur de *run-up*⁴ à la côte de plus de 10 m a été estimée sur la base des dégâts observés dans l'archipel (Lynett et al., 2022).

Pour étudier la signature des ondes générées aux interfaces terre-atmosphère-océan, la communauté scientifique a disposé des données de différentes plateformes d'observations. Les analyses des données satellitaires ou de plateformes aéroportées ont en particulier permis de suivre l'évolution de l'édifice volcanique du HTHH, la dispersion du panache, et de caractériser les ondes atmosphériques émises. La signature ionosphérique de ces ondes a également été observée à l'aide des satellites de géopositionnement GNSS, témoignant de phénomènes de couplage rarement observés à l'échelle planétaire.

Cette note présente le traitement et l'analyse des différentes ondes observées et la modélisation de certaines d'entre elles. Les méthodes appliquées pour estimer l'énergie libérée à la source par l'éruption du HTHH sont discutées. Les aspects opérationnels liés à la mise à disposition de données et à la surveillance d'événements tels que l'épisode HTHH du 15 janvier 2022 sont également présentés. Ainsi, la deuxième partie de ce document introduit tout d'abord les plateformes et données d'observations disponibles à l'échelle nationale qui ont permis de documenter précisément l'éruption du HTHH. La troisième partie décrit les perturbations atmosphériques mesurées au sol, en ballons stratosphériques et par satellites pour caractériser la source et le phénomène de couplage air-océan, essentiellement sur la base de travaux publiés depuis l'éruption. Les injections de matière et aérosols dans l'atmosphère, leur dispersion et l'évolution du panache sont présentées dans la quatrième partie. La gestion opérationnelle de l'alerte tsunami, le suivi de la qualité de l'air et des panaches de cendre sont analysés dans la cinquième partie. Dans la dernière partie, la phénoménologie de l'éruption est synthétisée au travers des méthodes d'investigation géophysiques complémentaires. Les différentes estimations de l'énergie à la source publiées sont discutées. La conclusion propose quelques enseignements généraux à tirer d'un tel événement aux conséquences planétaires.

³ UNESCO Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) Sea Level Station Monitoring Facility : <http://www.ioc.sealevelmonitoring.org/station.php?code=coqu>

⁴ La hauteur de *run-up* est la hauteur maximale, au-dessus du niveau moyen de la mer, atteinte par le tsunami sur la côte. Ainsi, une hauteur de *run-up* de 10 m ne signifie pas forcément une hausse du niveau marin de 10 m, puisque le déferlement des vagues peut « projeter » l'eau à une hauteur bien plus élevée que la vague elle-même.

2 L'infrastructure de recherche DATA TERRA et ses pôles de données dédiés au système Terre

L'éruption du HTHH a mobilisé les équipes et les services des quatre pôles de données de l'infrastructure de recherche (IR) DATA TERRA⁵ dédiée au Système Terre pour documenter précisément, dans différentes thématiques, tous les aspects de cet événement majeur, et apporter le plus d'éléments possibles utiles à des études scientifiques⁶. Il s'agissait aussi d'aider à la prise de décision pour les décideurs publics et les organismes impactés.

2.1 Les pôles Terre solide et Surfaces continentales

Au niveau national, le pôle ForM@Ter fédère les activités de gestion de données et d'expertise scientifique pour la thématique « Terre solide ». ForM@Ter a permis de suivre et d'analyser l'évolution de la morphologie de l'île volcanique par imagerie satellitaire (Pléiades, Sentinel-2 et Sentinel-1) (Figure 2). La comparaison des images prises après l'éruption de 2014-2015 et avant celle de 2021-2022 a mis en évidence la destruction de 90% des îles volcaniques par l'éruption du 15 janvier, ne laissant que quelques affleurements rocheux au-dessus du niveau de la mer.

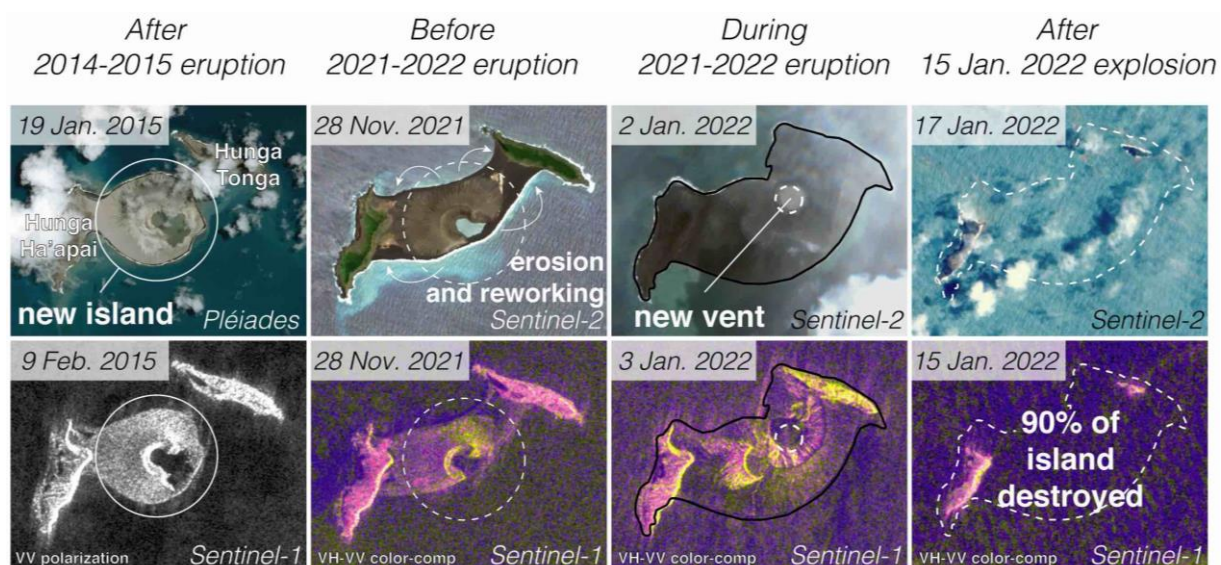


Figure 2 - Morphologie des îles HTHH avant, pendant et après l'éruption du 15 janvier 2022, vue par l'imagerie satellitaire optique (en haut : Pléiades, Sentinel-2) et radar (en bas : Sentinel-1). Source : <https://www.poleterresolide.fr/hunga-tonga-levolution-de-lile-volcanique-avant-et-apres-leruption-du-15-janvier-2022-grace-a-limagerie-satellitaire>.

Une cartographie des dommages pour guider les secours a pu être établie grâce au Service Régional de Traitement d'Image et de Télédétection (ICube-SERTIT). ICube-SERTIT participe au centre d'expertise scientifique Risques naturels⁷ du pôle THEIA, qui regroupe les activités dédiées à l'observation des surfaces continentales au sein de l'IR DATA TERRA. Le service national de cartographie rapide du SERTIT est opérationnel 24/7/365. Il est régulièrement missionné par le CNES

⁵ <https://www.data-terra.org>. L'IR DATA TERRA place au cœur des processus les données et leurs utilisateurs au service du bien commun. En conjuguant une démarche scientifique avec des méthodes créatives et collaboratives appliquées à l'ensemble du cycle de vie de la donnée, elle favorise l'émergence de connaissances partagées du système Terre.

⁶ <https://www.data-terra.org/actualite/eruption-volcan-tonga>

⁷ <https://www.theia-land.fr/risques-naturels>

dans le cadre de la Charte internationale sur les catastrophes. Dans ce cadre, ICube-SERTIT a produit une série de cartographies dédiées aux dommages causés par HTHH suite aux deux éruptions consécutives du 14 et 15 janvier^{8,9}. Ces cartographies sont destinées à guider les interventions d'aide d'urgence.

En parallèle, une méthodologie d'évaluation rapide du nombre de victimes et de bâtiments affectés par le tsunami a été développée (Thomas et al., 2022). Elle se base sur les résultats des analyses de dommages effectuées grâce aux images satellitaires obtenues par UNOSAT (2022), dans un contexte de pertes des liaisons de communication avec l'archipel des Tonga. Ces incidents, survenus durant les quarante-huit premières heures suivant l'éruption, limitaient les décisions d'action de la part de la communauté internationale. Les premières informations ont pu être apportées par les survols effectués par un appareil P-3K2 Orion de l'armée de l'air Néo-zélandaise le 17 janvier¹⁰.

La **Figure 3-a** montre l'effondrement de la caldera suite à l'explosion du volcan, tandis que sur l'île de Nomuka une nette érosion côtière et des bâtiments détruits s'ajoutent au dépôt de cendres (**Figure 3-b**).



Figure 3 - Images WorldView pré-événement (à gauche) et Pléiades-HR post-événement (à droite) sur les îles : a) Hunga Tonga et b) Nomuka¹¹.

Les images Pléiades sollicitées *via* la Charte et mobilisées pour le suivi des événements éruptifs ont suivi des boucles opérationnelles courtes de traitement et d'analyse menés par le SERTIT ; elles sont

⁸ <https://sertit.unistra.fr/news/volcanic-eruption-in-tonga>

⁹ <https://www.theia-land.fr/tonga-hunga-haapai-cartographier-les-dommages-pour-guider-les-secours/>

¹⁰ <https://www.rnz.co.nz/news/national/459667/tonga-eruption-nz-air-force-plane-leaves-for-reconnaissance-flight-to-assess-damage>

¹¹ <https://www.theia-land.fr/tonga-hunga-haapai-cartographier-les-dommages-pour-guider-les-secours>

accessibles, sous conditions, depuis le Dispositif Institutionnel National d'Approvisionnement en Imageries Satellitaires (DINAMIS¹²), qui constitue un service transverse de l'IR DATA TERRA¹³.

2.2 Le pôle Atmosphère

La thématique « Atmosphère » est alimentée par les données et services du pôle AERIS¹⁴, issus de moyens d'observation variés sur l'ensemble du globe. AERIS propose plusieurs services pour mener des recherches sur la dynamique, la physique et la chimie atmosphérique, mais aussi l'étude de l'évolution du climat ou de la qualité de l'air. Le Service d'Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Satellitaires (SATMOS¹⁵) d'AERIS a pour mission la réception et la mise à disposition des données de satellites météorologiques opérationnels (GEO - Geostationary Earth Orbit - et LEO - Low Earth Orbit), ainsi que la production et diffusion de produits dérivés de ces données. AERIS rassemble également un ensemble d'observations issues de réseaux au sol de mesure des gaz et particules atmosphériques.

La plateforme VOLCPLUME du pôle AERIS^{16,17}, dédiée au suivi des panaches volcaniques et de leurs impacts sur l'atmosphère, permet l'analyse conjointe d'un ensemble d'observations de télédétection des gaz et particules volcaniques, acquises depuis l'espace ou le sol (Boichu and Mathurin, 2022). Suite à l'éruption du HTHH, une exploitation rapide des observations spatiales issues du capteur hyperspectral Sentinel5P/TROPOMI, du satellite géostationnaire Himawari-8¹⁸ et du lidar embarqué CALIOP, en combinaison avec les données du réseau au sol international de stations photométriques AERONET, a été effectuée grâce aux fonctionnalités offertes par VOLCPLUME. Cette analyse a permis de suivre le transport du panache vers l'Ouest (Figure 4, en haut).

Elle a également conduit à révéler la complexité de la distribution verticale des aérosols en son sein (Figure 4, en bas à droite), de mettre en lumière l'abondance en aérosols sulfatés du panache jeune (Figure 4, en bas à gauche), mais également de détailler la distribution en taille de ces aérosols sulfatés dès leur survol de l'Australie (rayon effectif de 0.22 μm).

¹² <https://dinamis.data-terra.org/>. DINAMIS est connecté au service de calcul en ligne de Modèle Numérique de Surface (MNS) développé conjointement par les pôles FORM@TER et THEIA, à partir de couples ou triplets Pléiades référencés à son catalogue. Il offre également à ses utilisateurs un service de commande de programmations des satellites Pléiades/Spot ou d'ouvertures d'archives Airbus. Enfin le dispositif accompagne ses utilisateurs au moment de l'expression de besoins en nouvelles imageries, pour le suivi des commandes, ou pour la résolution de difficultés d'usage de ses outils.

¹³ Les images Pléiades ou Spot 6-7 utilisées pour suivre l'éruption peuvent être commandées à DINAMIS par tout utilisateur appartenant à une entité adhérente au dispositif. Toute image Pléiades acquise dans le cadre d'un déclenchement de la Cellule d'Intervention et d'Expertise Scientifique (CIEST) est directement reversée au catalogue DINAMIS, donc téléchargeable gratuitement par toute la communauté des utilisateurs du dispositif.

¹⁴ <https://www.aeris-data.fr/>

¹⁵ <https://satmos.aeris-data.fr>

¹⁶ <https://www.icare.univ-lille.fr/volcplume/>

¹⁷ <https://www.data-terra.org/actualite/volcplume-une-plateforme-unique-pour-le-suivi-et-lanalyse-4d-des-panaches-volcaniques>

¹⁸ <https://www.aeris-data.fr/leruption-volcanique-sur-les-iles-tonga-vue-par-les-satellites-geostationnaires/> (animation)

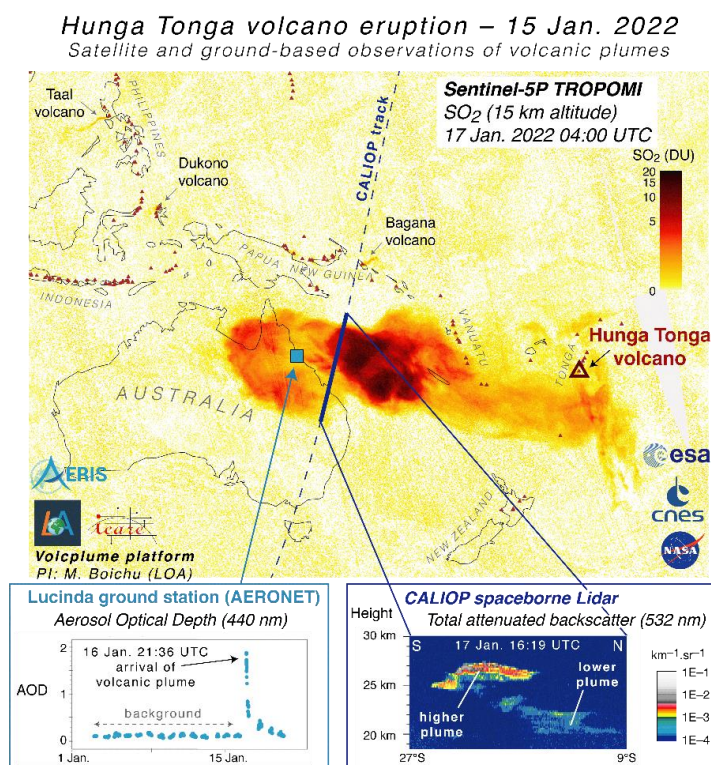


Figure 4 - Dispersion atmosphérique et richesse en aérosols sulfatés du panache jeune du HTHH. **En haut** : dispersion du panache décrite à l'aide des mesures de dioxyde de soufre du satellite Sentinel-5P/TROPOMI. **En bas à droite** : distribution verticale des aérosols volcaniques à l'aide des observations du signal rétrodiffusé (532 nm) du lidar embarqué CALIPSO/CALIOP. **En bas à gauche** : augmentation significative de l'épaisseur optique (jusqu'à 1.9 à 440 nm), associée à une abondance exceptionnelle de particules fines faiblement absorbantes, enregistrée lors du survol par le panache de la station photométrique Lucinda du réseau AERONET au nord-est de l'Australie. Illustrations issues de la plateforme AERIS VOLCPLUME.

2.3 Le pôle Océan

Le pôle Océan ODATIS fédère des activités d'expertise scientifique et de gestion de données, collectées à partir de mesures *in situ* et de télédétection. Le tsunami a été enregistré sur tous les marégraphes français du Pacifique sud-ouest en Nouvelle-Calédonie et à Wallis¹⁹. Il a également été enregistré dans d'autres départements et territoires français d'outre-mer. Deux centres de données et services d'ODATIS ont en particulier pu observer, à la surface de l'océan, le passage de l'onde du tsunami provoquée par l'explosion du HTHH, à partir de données marégraphiques *in situ* et de données satellites altimétriques.

Le réseau de référence des observations marégraphiques (REFMAR²⁰), rattaché au centre de données et services *in situ* du SHOM, possède plusieurs marégraphes dans le Pacifique, et contribue ainsi à la surveillance du risque tsunami dans ce bassin. Sur les côtes de Nouvelle-Calédonie, à 2000 km de l'archipel des Tonga, tous les marégraphes ont mesuré une surcote, qui est la mesure de la hauteur de la surface de la mer filtrée de la hauteur de marée, notamment à Lifou (LIFO) et Thio (THIO) où elle a

¹⁹ <https://www.gns.cri.nz/news/hunga-tonga-hunga-haapai-volcano-induced-sea-level-oscillations-and-tsunami-simulations/>

²⁰ <http://refmar.shom.fr/en/>

été estimée à 0.3 et 0.6 m respectivement (Figure 5). Les autres marégraphes côtiers de Nouvelle-Calédonie, i.e. Ouinné (OUIN), Ouvéa (OUVE), Hienghène (HIEN), Maré (MARE) et Nouméa (NUMBO), ont également enregistré ce tsunami (Gusman et al., 2022). Une légère perturbation de quelques centimètres d’amplitude est aussi visible sur le marégraphe de Wallis (WALL). Les marégraphes du réseau localisés en Polynésie française (Papeete (PAPE2), La Réunion (Pointe des Galets, REUN2) et Martinique (Fort-de-France, FTFR)) ont aussi très bien enregistré la perturbation avec une gamme d’amplitudes maximales d’environ 10 à 30 cm. Le tsunami a également été détecté sur les marégrammes en métropole, y compris en mer Méditerranée (section 3.5).

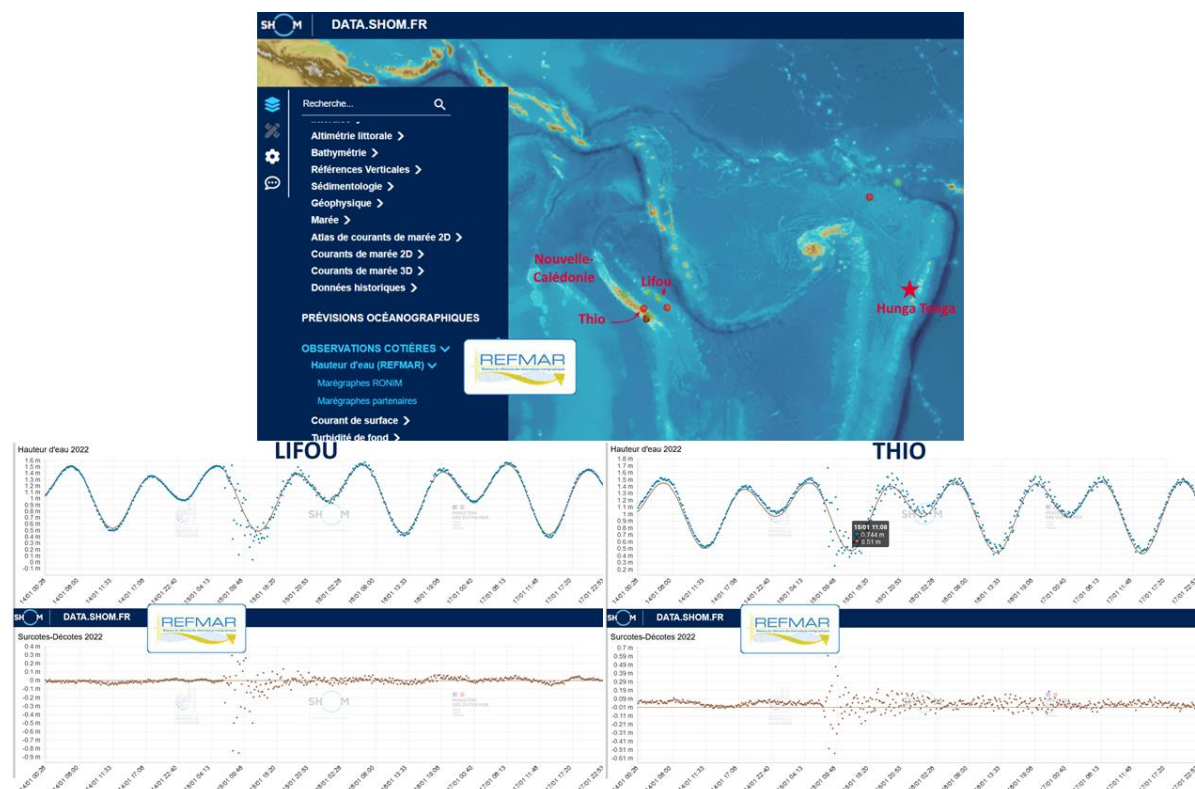


Figure 5 – En haut : interface du portail du SHOM²¹ diffusant les données marégraphiques du réseau REFMAR avec les positions des marégraphes de THIO et LIFOU (Nouvelle-Calédonie) ainsi que du volcan situé à 2000 km. En bas : hauteurs de mer et surcotes mesurées à Lifou (à gauche) et Thio (à droite) du 14 janvier au 17 janvier 2022, avec le passage du tsunami causé par l’éruption du HTHH visible le 15 janvier. Crédits SHOM.

Le Centre de Données et Services AVISO+ est dédié à l’exploitation des données altimétriques, issues d’observations satellitaires de la mesure de la hauteur des océans. Le système multi-missions DUACS opéré par CLS et le CNES ingère de façon opérationnelle les données de niveaux 3 et 4 dans le cadre du programme Européen Marine Copernicus Service. L'utilisation de données altimétriques dans le processus d’observation du tsunami représente un volet spatial moins connu mais apporte néanmoins une contribution importante à l’étude de la propagation du front d’onde du tsunami à la surface de l’océan à l’échelle du bassin. L’analyse de ces données a permis de mesurer les ondes du tsunami généré par l’éruption volcanique, à ne pas confondre avec le tsunami d’origine atmosphérique (voir section 3.5). Les ondes de tsunami voyagent rapidement (~700 km/h pour une profondeur océanique moyenne de l’ordre de 3800 m), sont de faible amplitude (quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres) et ont de grandes longueurs d’onde (des dizaines à des centaines de kilomètres).

²¹ <https://data.shom.fr>

Lorsqu'elles arrivent au voisinage des côtes, sur de faibles profondeurs d'eau, elles ralentissent et s'amplifient en raison de la conservation de l'énergie mécanique («shoaling»), pouvant atteindre une taille exceptionnelle.

Le tsunami a été détecté en de multiples endroits du Pacifique sous les traces de la constellation d'altimètres en vol (Faugere et al, 2022), et notamment par les programmes opérationnels Chinois (HY2) et Européens (Sentinel-3 et 6) dans lesquels le CNES est impliqué (Figure 6-a). HY2B a été le premier satellite à survoler la zone, 1h30 après l'explosion, et a pu réaliser une vue en coupe du tsunami qui avait parcouru, à ce stade, plusieurs centaines de kilomètres (Figure 6-b). Le satellite prend un « instantané » de la hauteur de mer au moment de son passage. HY-2B a croisé le double front d'onde du tsunami à deux reprises. Le profil présenté en Figure 6-b illustre une élévation brutale de la hauteur de la mer de plus de 30 cm quand le satellite passe au-dessus du train d'onde du tsunami. L'altimètre mesure aussi une signature complexe dans le sillage du tsunami. La Figure 6-c permet de distinguer des signaux d'amplitude 40 cm et de longueur d'onde de 10 km. L'analyse des images SAR Sentinel-1A permet de confirmer la pertinence de ce type de signaux, déjà observés par Jason-1 en 2004 après le séisme de Sumatra (Ablain et al, 2006). La constellation altimétrique actuelle, plus riche qu'en 2004, permet cependant d'accéder à plus de 20 profils dans les heures qui suivent l'explosion. Leur dépouillement par les experts devrait permettre, dans les années à venir, de mieux calibrer les modèles de propagation.

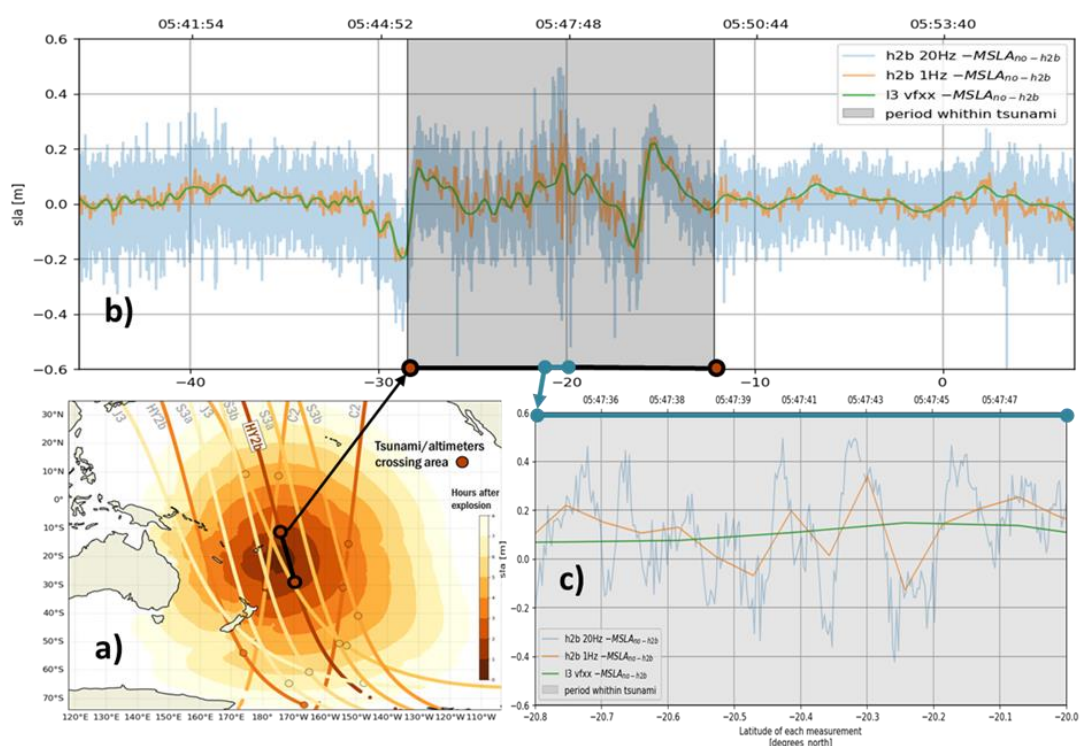


Figure 6 - Illustration de l'échantillonnage du tsunami par le satellite Haiyang 2B (HY2B). **a)** Colocalisation des prédictions de passage du tsunami (modèle fourni par le laboratoire Géoazur) et de la constellation altimétrique. HY2B a été le premier satellite à survoler la zone, 1h30 après l'explosion, l'évènement ayant été mesuré ensuite par les autres satellites plus de 4 heures après l'explosion : Sentinel-3B (S3B), Cryosat-2 (C2), Jason-3 (J3), Sentinel-6A (S6A). **b)** Anomalie de niveau de la mer en utilisant les mesures à basse résolution (7 km) acquises par HY2B (en m) en fonction de la latitude sur l'échelle inférieure (unité en degré) et en fonction du temps sur l'échelle supérieure (unité en heure TU). La boîte grise correspond au segment noir du graphe a). A 28°S et 16°S, HY2B mesure de forts gradients proches des positions attendues dans le modèle. **c)** Zoom de l'anomalie de niveau de la mer

au plus proche du lieu de l'explosion en utilisant les mesures haute résolution (300 m), révélant des oscillations de l'ordre de 40 cm à des longueurs d'onde de l'ordre de 10 km.

3 Ondes atmosphériques : sources et impacts

Les équations de mécanique des fluides de Navier-Stokes pour un écoulement compressible en présence de gravité permettent, une fois linéarisées, de caractériser différents modes de propagation d'ondes atmosphériques (ondes infrasonores, ondes internes de gravité, ondes de Lamb, et modes acoustique-gravitaires plus généralement) (Gossard and Hooke, 1975). Alors que les termes de gravité et de compressibilité des équations sont importants pour les modes acoustiques-gravité, la compressibilité domine pour les fréquences supérieures à la fréquence de Brunt-Väisälä (autour de 3.3 mHz). La solution de l'onde de Lamb apparaît pour des vitesses verticales nulles. L'énergie de ces ondes, non-dispersives et évanescentes en altitude, est principalement confinée dans les couches basses de l'atmosphère (jusqu'à environ 8 km d'altitude) (Francis, 1973). Sa vitesse de groupe, proche de ~310 m/s, dépend de la vitesse effective du son du milieu. Les infrasons, de fréquences supérieures à la fréquence de coupure acoustique (>0.01 Hz principalement), se propagent sur de grandes distances en raison de leur très faible atténuation, guidés par la structure verticale des champs de vents et de température entre le sol et la thermosphère (environ 100 km d'altitude). Le courant-jet stratosphérique, caractérisé par des vitesses de vent élevées et peu variables sur de longues distances, favorise la propagation des infrasons qui se réfractent au niveau de la stratopause (environ 50 km d'altitude) (Waxler and Assink, 2019).

3.1 Propagation mesurée au sol

L'éruption du volcan HTHH le 15 janvier 2022 a généré une onde de Lamb qui s'est propagée à l'échelle du globe. La propagation étant circulaire depuis le point d'émission, les mesures de pression atmosphérique ont relevé deux perturbations de pression, correspondant chacune à l'arrivée de l'onde directe et l'arrivée antipodale (Figure 7).

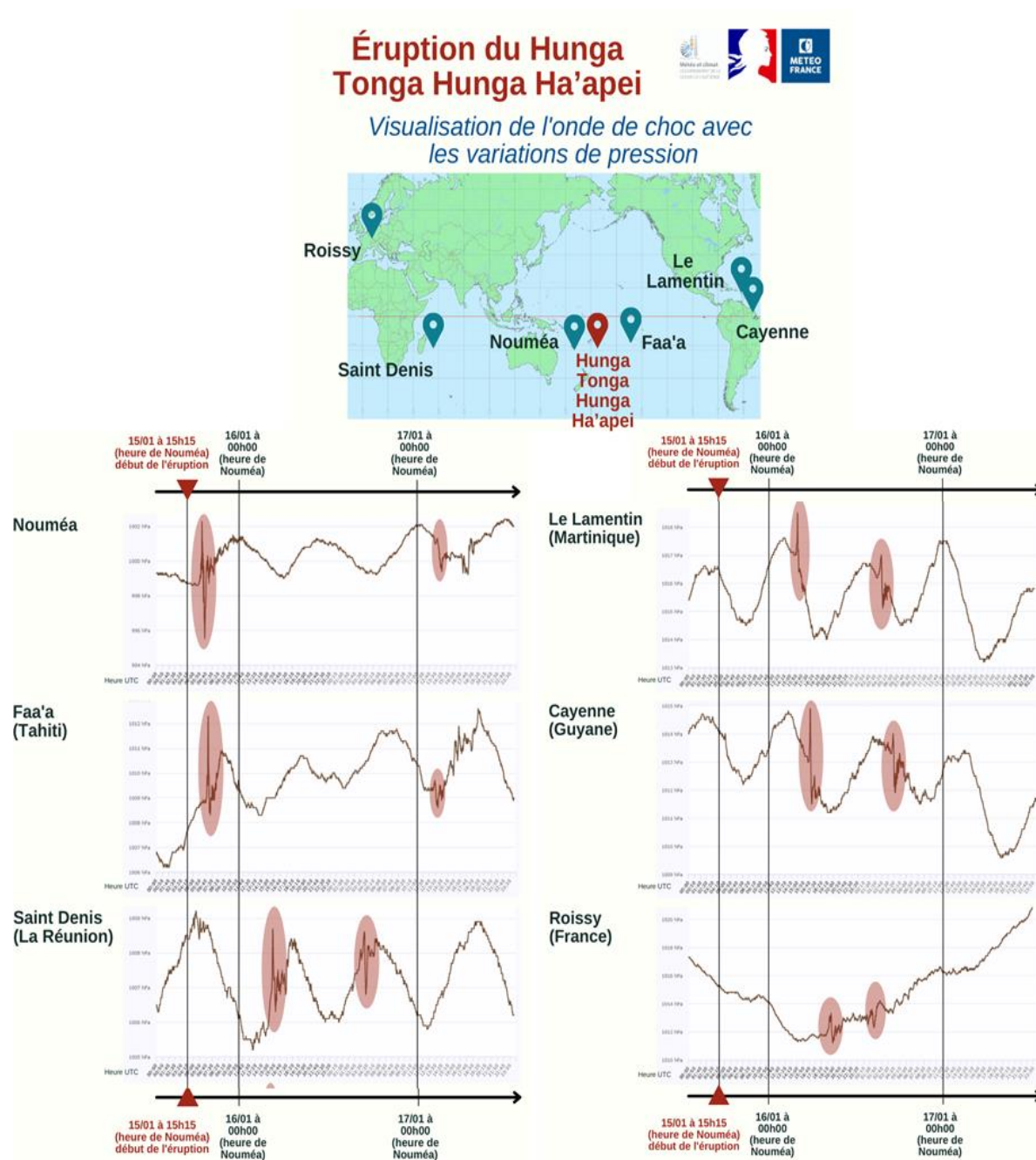


Figure 7 - Mesure de la pression atmosphérique en différentes stations du réseau de Météo-France²².

A proximité du volcan (par exemple à Nouméa), la première onde était de plus forte amplitude. A l'inverse, loin du volcan (par exemple à Roissy), les deux ondes étaient de plus faible amplitude et plus rapprochées en temps.

Cette onde a aussi été observée en France sur les stations du réseau ICOS (Figure 8). ICOS²³ (Integrated Carbon Observation System) est une Infrastructure de Recherche européenne (European Research Infrastructure Consortium ou ERIC) de mesure des concentrations atmosphériques de gaz à effet de

²² <https://www.meteo.nc/en-savoir-plus/accueil/actualites/603-eruption-du-volcan-hunga-tonga-hunga-ha-apei-du-samedi-15-janvier>

²³ <https://icos-france.fr/>

serre et de flux sur les écosystèmes et l'océan . ICOS comprend, en 2022, 149 stations de mesure réparties entre 40 stations atmosphériques instrumentées pour la mesure des trois principaux gaz à effet de serre CO_2 , CH_4 et N_2O , et de traceurs ; 86 stations d'écosystèmes où sont mesurés les flux d'échanges de gaz à effet de serre, de vapeur d'eau et d'énergie entre les écosystèmes et l'atmosphère et les stocks de carbone dans différents compartiments de l'écosystème (biomasse, sol) ; 23 stations océaniques comportant des systèmes embarqués sur des navires commerciaux ou positionnés sur des réseaux de bouées hauturières ou côtières. Les mesures météorologiques sur les sites écosystèmes suivent les standards de l'OMM. Les deux arrivées sont visibles le 15 janvier vers 19h00 heure locale (18:00 TU), et le 16 janvier vers 1 heure du matin (00:00 TU). Les variations de pression maximale atteignent 2 hPa. La pression fluctue fortement entre les deux ondes, traduisant la présence d'autres perturbations atmosphériques dues à l'éruption.

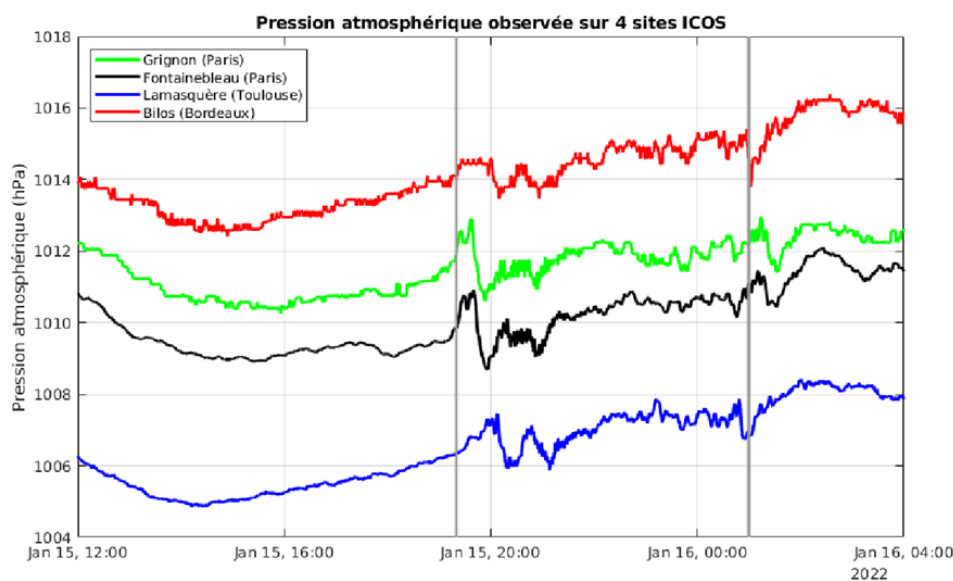


Figure 8 - Ondes de Lamb dues à l'éruption observées sur les sites ICOS de Grignon, Fontainebleau, Lamasquère et Bilos.

Une représentation des observations de pression de surface sur l'ensemble du réseau de Météo-France enrichi par le réseau de stations météorologiques personnelles de Netatmo en métropole permet d'imager le passage de l'arrivée directe de l'onde de Lamb sur le territoire (Figure 9). La crête (rouge) et le creux (bleu) de l'onde qui se propage du nord-nord-ouest au sud-sud-est sont bien visibles.

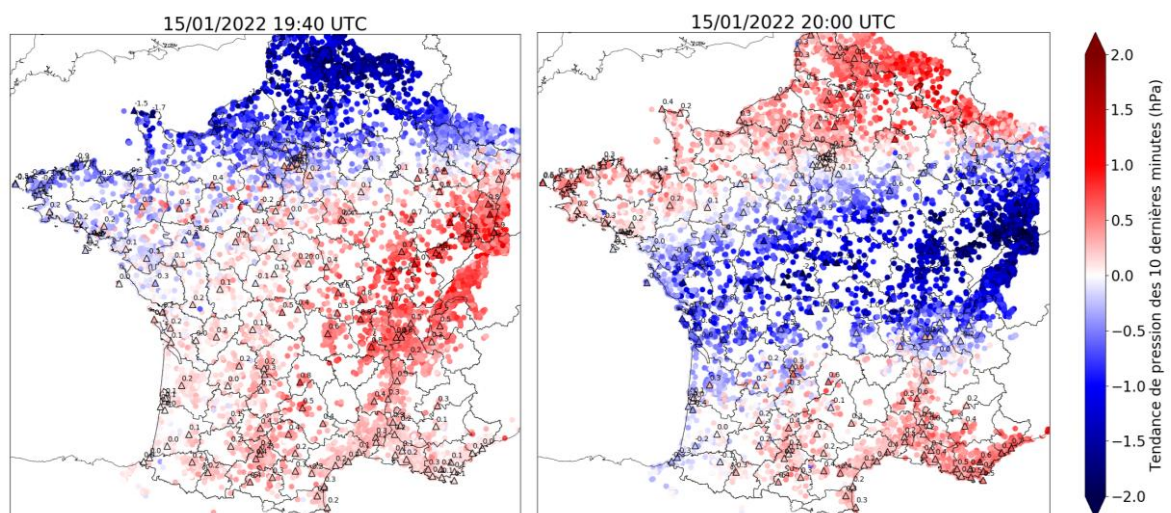


Figure 9 - Observations de tendance de pression de surface sur 10 minutes $[P(t) - P(t-10 \text{ min})]$ mesurées par le réseau RADOME de Météo-France (triangles et valeurs) et par le réseau de stations Netatmo (ronds) le 15 janvier à 19:40 et 20:00 TU.

A l'échelle du globe, les ondes de Lamb et les infrasons ont été enregistrés par le réseau du SSI. L'objectif de ce réseau qui comprend quatre technologies (sismique, hydroacoustique, infrasons et radionucléide) est de détecter, d'identifier et de localiser toute explosion nucléaire d'énergie minimale de 1 kilotonne de TNT (Mialle et al., 2019). Les stations infrasons du SSI sont des antennes composées d'au moins quatre capteurs distants de quelques centaines de mètres à 1 km environ. Tous les capteurs sont des microbaromètres de résolution d'environ 1 mPa. Leur réponse instrumentale autorise des mesures dans la gamme de fréquences $\sim 0.01\text{-}5$ Hz. Pour les analyses à plus basse fréquence (jusqu'à 0.1 mHz), les enregistrements sont déconvolués de la réponse instrumentale des capteurs.

Les enregistrements de chaque station sont traités en continu pour extraire du bruit de fond des signaux cohérents de faible amplitude. La mesure des différences de temps d'arrivée de l'onde d'un capteur à l'autre permet, par des techniques de corrélation, de déterminer sa direction de propagation et sa vitesse de passage ainsi que la mesure de ses principales caractéristiques. Ces traitements sont appliqués dans le domaine temps-fréquence pour couvrir le domaine des ondes acoustiques et de gravité.

La chronologie complète de l'éruption du HTHH a ainsi pu être reconstruite à partir de ces données (Figure 10, en haut) (Vergoz et al., 2022). La première phase éruptive du 19 décembre 2021 à 20:46 TU a été détectée par douze stations infrasons. À l'issue de cette première phase, la station IS22 (Nouvelle-Calédonie) a enregistré une activité continue mais décroissante jusqu'au 4 janvier 2022. Après une période calme de neuf jours, de nouvelles explosions de plus forte intensité ont été détectées le 13 janvier. L'activité hydroacoustique s'est intensifiée le 14 janvier. Le paroxysme du 15 janvier 2022 à 04:15 TU a été détecté par l'ensemble des 53 stations infrasons, ce qui en fait l'événement le plus énergétique jamais enregistré par les stations du SSI.

La Figure 10 (en haut) présente la chronologie de la source à l'origine des signaux sismiques, hydroacoustiques, infrasonores et barométriques. Les signaux de grande amplitude, de périodes supérieures à 2000 s, caractéristiques des ondes de Lamb, sont observés sur une période de cinq jours suivant l'éruption du 15 janvier. L'analyse par corrélation de l'ensemble des formes d'onde met en évidence des ondes infrasons, de périodes inférieures à 20 s environ. Les ondes de Lamb parcourent le globe en 36 heures environ (Figure 10, en bas), produisant un retard de plus en plus important par rapport aux détections infrasons. Quatre révolutions complètes autour du globe de l'onde de Lamb

sont observées. Sur quelques stations, des signaux infrasons sont enregistrés après huit révolutions successives (Vergoz et al., 2022).

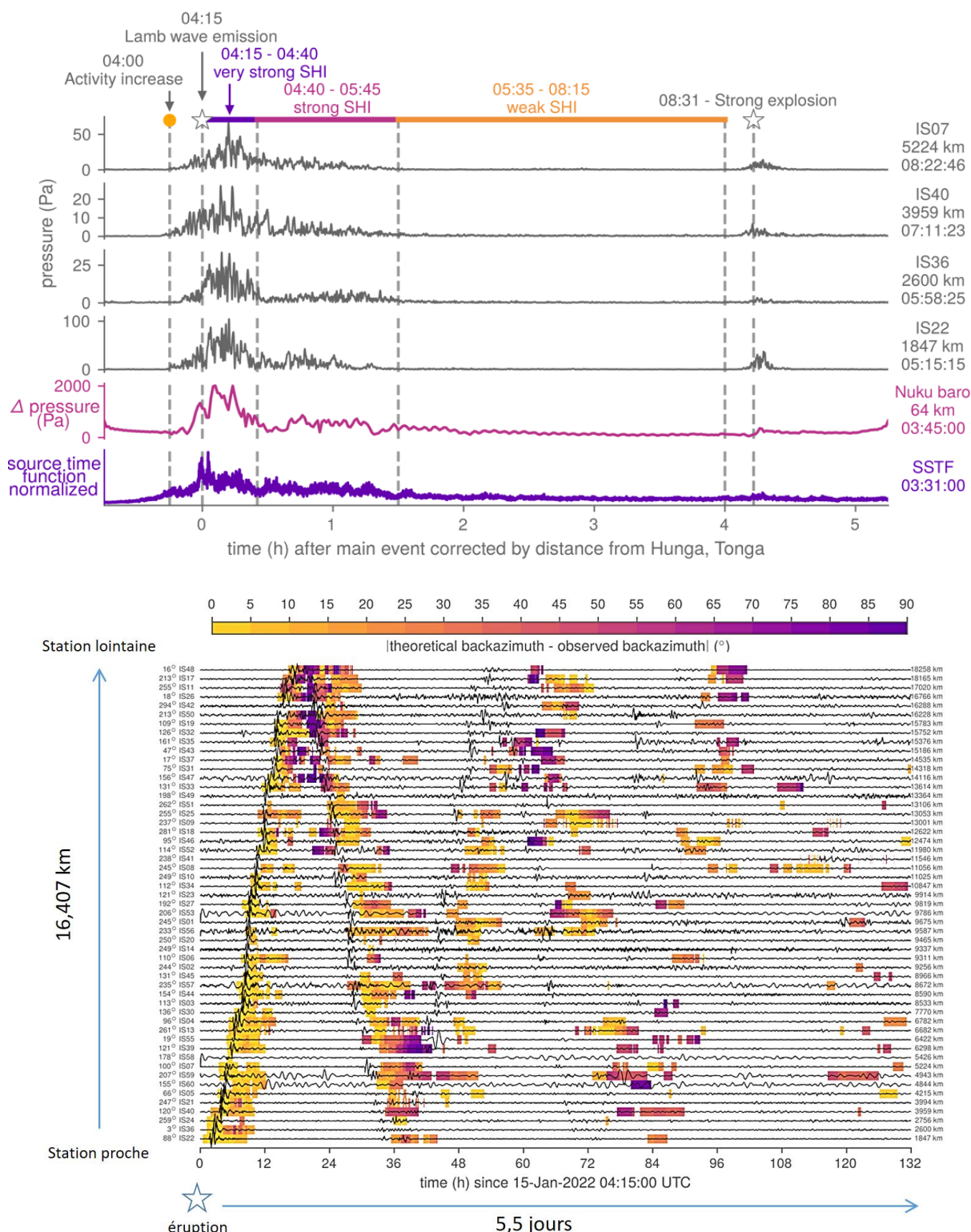


Figure 10 - **En haut** : série temporelle de l'activité sismique, hydroacoustique, infrason et barométrique. **En bas** : propagation de l'onde de Lamb (formes d'ondes en noir) et détections infrason avec déviations d'azimuts associées (couleurs) sur l'ensemble du réseau de stations infrasons du SSI. La déviation d'azimut est l'écart entre l'azimut attendu à chaque station compte tenu de la position de la source, et l'azimut estimé. Source : Vergoz et al. (2022).

3.2 Mesures en ballons stratosphériques

Dans le cadre du projet STRATEOLE-2²⁴, 17 ballons stratosphériques ont été lâchés des Seychelles à l'automne 2021, dans le but de caractériser la dynamique atmosphérique, la composition et le transport à proximité de la tropopause tropicale (18 km d'altitude). Au moment de l'éruption, deux d'entre eux étaient encore en vol à 18.5 et 21 km d'altitude au-dessus du Pacifique tropical. Comme au sol, les mesures de pression à 1 Hz des capteurs embarqués sous les ballons ont enregistré le passage de l'onde de Lamb mais aussi celui des infrasons émis par le volcan (Podglajen et al., 2022). La confrontation des trains d'ondes observés sous les ballons aux estimations d'altitude du panache volcanique à partir des satellites géostationnaires suggère au moins trois détonations distinctes au niveau de la source, correspondant à des injections successives dans la stratosphère (Figure 11). Certaines de ces émissions d'infrasons pourraient correspondre à l'explosion initiale alors que d'autres seraient générées par l'effondrement de la caldera, comme lors d'éruptions antérieures. Des comparaisons aux mécanismes au foyer déduits des ondes sismiques seront nécessaires pour préciser le scénario de cet événement.

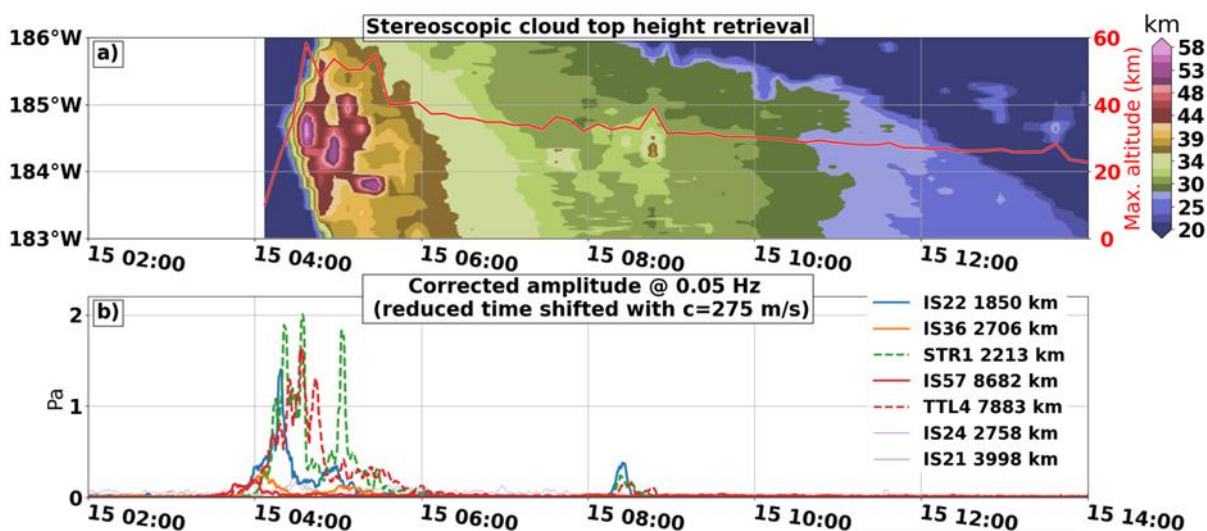


Figure 11 - a) Diagramme longitude-temps de l'altitude maximale du panache du volcan estimée à partir de la parallaxe entre deux satellites géostationnaires. b) Signaux de variance de la pression à 0,05 Hz (infrasons) enregistrés par différents capteurs au sol (IS22, IS36, IS57, IS21, IS24) et embarqués sous ballon (STR1, TTL4). Pour chaque capteur, l'axe temporel a été corrigé du temps de parcours des infrasons (temps réduit) depuis la source jusqu'au capteur (en appliquant un décalage vers la gauche d'une durée égale à celle nécessaire à une propagation des ondes à 275 m/s). Source : Podglajen et al. (2022).

Dans les jours suivant l'éruption, les deux ballons ont pu mesurer les révolutions successives de l'onde de Lamb et des infrasons. Contrairement aux observations des stations au sol, les détections en vol ne sont pas affectées par le bruit causé par la turbulence et le vent, puisque les ballons se déplacent avec les masses d'air (Figure 12). Ainsi, ils fournissent des mesures faiblement bruitées et donc sans ambiguïté des modes acoustiques se propageant à très longue distance (supérieure à 40,000 km, soit plus d'un tour de la Terre) et des différentes figures de dispersion observées à partir d'une source unique (Podglajen et al., 2022).

²⁴ <https://www.aeris-data.fr/projects/strateole-2/>

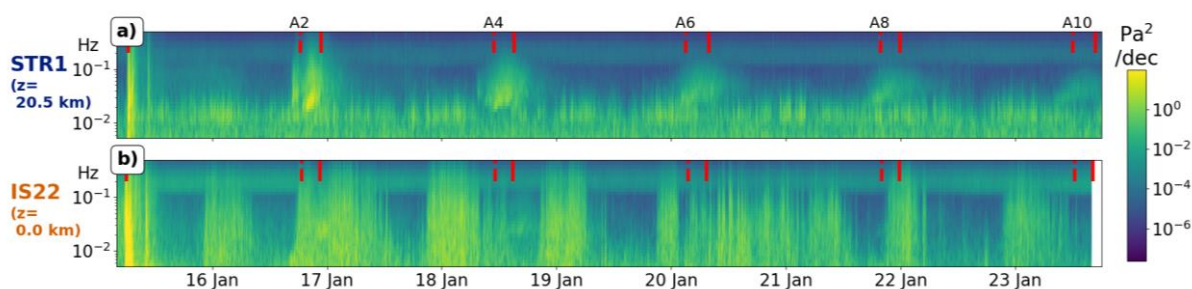


Figure 12 - Spectrogrammes de pression mesurée (a) à bord d'un ballon Stratöole 2 et (b) au sol par la station IS22 dans les jours suivant l'éruption, montrant les arrivées successives associées aux révolutions multiples des infrasons autour du globe. Noter le niveau de bruit réduit en altitude, permettant une meilleure détection des trains d'ondes acoustiques sous ballon. Source : Podglajen et al. (2022).

3.3 Ondes et températures : mesures par satellite

Le sondeur atmosphérique français IASI (Clerbaux et al. 2009) à bord du satellite Metop-C a été le premier instrument infrarouge en orbite polaire à passer non loin de l'éruption (environ 4 heures après l'éruption la plus intense), suivi 40 minutes plus tard par l'instrument IASI à bord de Metop-B et par leurs équivalents américains. IASI effectue quatorze orbites par jour autour de la Terre, et enregistre des spectres atmosphériques dans la région spectrale de l'infrarouge thermique, à partir desquels les températures et les concentrations des gaz présents dans l'atmosphère peuvent être restituées. Cette éruption, compte tenu de son ampleur, a fourni des observations satellitaires inédites (Wright et al., 2022). Des perturbations du profil de température de plusieurs degrés Celsius entre 25 et 35 km, se propageant sur des milliers de kilomètres (Figure 13), imagent la propagation d'ondes internes de gravité consécutives à l'éruption. Celles-ci se sont propagées dans la moyenne atmosphère avec des vitesses horizontales encore jamais observées, proches du maximum avant réflexion des ondes tel que prédit par la théorie.

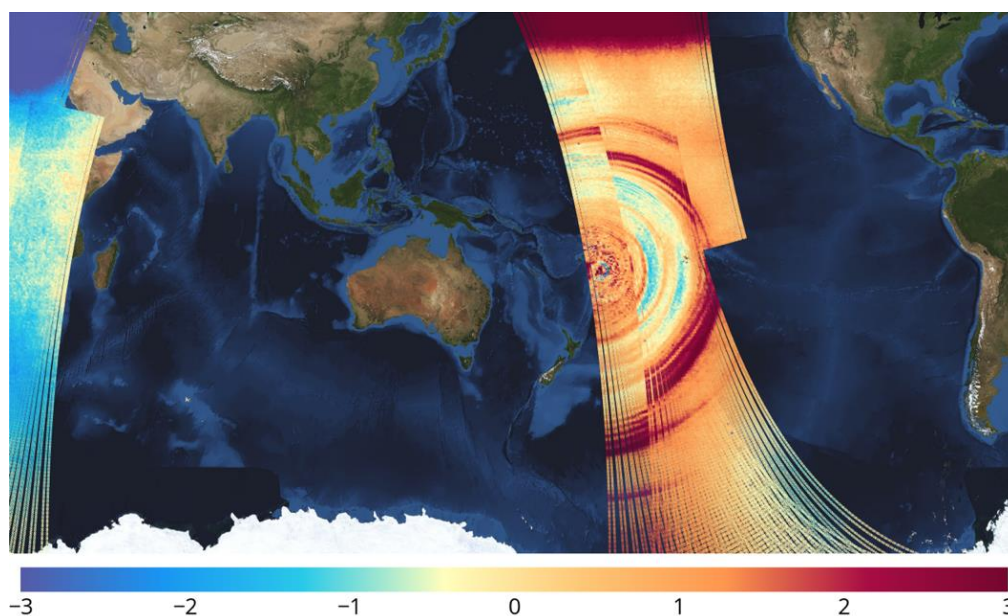


Figure 13 - Perturbations du champ de température mesurées par le sondeur IASI, dues aux ondes de gravité se propageant dans la stratosphère. Source : Wright et al. (2022).

3.4 Ondes et estimation d'énergie à la source

Les ondes de Lamb induites par les essais nucléaires atmosphériques par le passé ont été largement utilisées pour estimer l'énergie dégagée (Pierce et Posey, 1971). La méthode, également appliquée à des éruptions volcaniques majeures, a conduit à des valeurs entre 24 et 35 mégatonnes (Mt) équivalent TNT (soit environ 1700 fois la bombe d'Hiroshima) pour l'éruption du Mont Saint Helens de 1980 (Donn et Balachandran, 1981 ; Kieffer, 1981) et 70 Mt pour l'éruption du Pinatubo de 1991 (Tahira et al., 1996). L'énergie de l'éruption du Krakatau en 1883 a été estimée à 100-150 Mt à partir d'un modèle dédié aux modes de propagation à l'interface atmosphère-océan (Harkrider and Press, 1967). Elle est ainsi bien supérieure à celles des essais nucléaires atmosphériques les plus puissants jamais réalisés (~50 Mt ; Stevens et al., 2002). A ce stade, il est important de noter que la libération ponctuelle et soudaine d'énergie lors d'une explosion nucléaire n'est représentative que d'une partie des éruptions volcaniques, plutôt de type péléen ou plinien.

A partir de la formulation théorique de Pierce et Posey (1971) (ci-après nommée PP71), les données infrasons du SSI (voir section 3.1), déconvoluées de la réponse instrumentale des microbaromètres, ont été exploitées pour estimer l'énergie de l'éruption du HTHH (Vergoz et al., 2022). Suivant les hypothèses du modèle de PP71, les ondes de Lamb ont été filtrées entre 200 et 500 s, autour de la fréquence de Brunt-Vaisälä (~3.3 mHz). Dans ce modèle, la source de l'onde de Lamb est assimilée à un point proche de la surface et l'énergie est relâchée instantanément, ce qui n'est potentiellement pas le cas au moment de l'éruption du HTHH, plus complexe en termes de géométrie et de chronologie.

Les ordres de grandeur d'énergie retrouvés demeurent cependant cohérents par rapport à ce que l'on sait des amplitudes infrasonores relativement à l'éruption du Krakatau, ainsi que de la persistance de l'onde (Figure 14-A ; Matoza et al., 2022). La Figure 14-B montre la variation de l'amplitude de l'onde de Lamb en fonction de la distance. Au-delà de ~10,000 km, la courbure de la Terre contribue à la focalisation latérale des ondes qui est à l'origine de l'augmentation visible de l'amplitude aux antipodes et met en défaut les hypothèses du modèle PP71. Les estimations d'énergie correspondantes sont présentées dans la Figure 14-C. En tenant compte des incertitudes introduites lors du relevé des amplitudes et des périodes, ainsi que du filtrage choisi pour ces relevés, des barres d'erreurs sont calculées. A partir de ces mesures, une énergie moyenne de 111 ± 23 Mt équivalent TNT est obtenue sur l'ensemble des stations jugées pertinentes (< 7000 km de distance). C'est un ordre de grandeur cohérent par rapport aux estimations réalisées pour le Krakatau (Harkrider and Press, 1967).

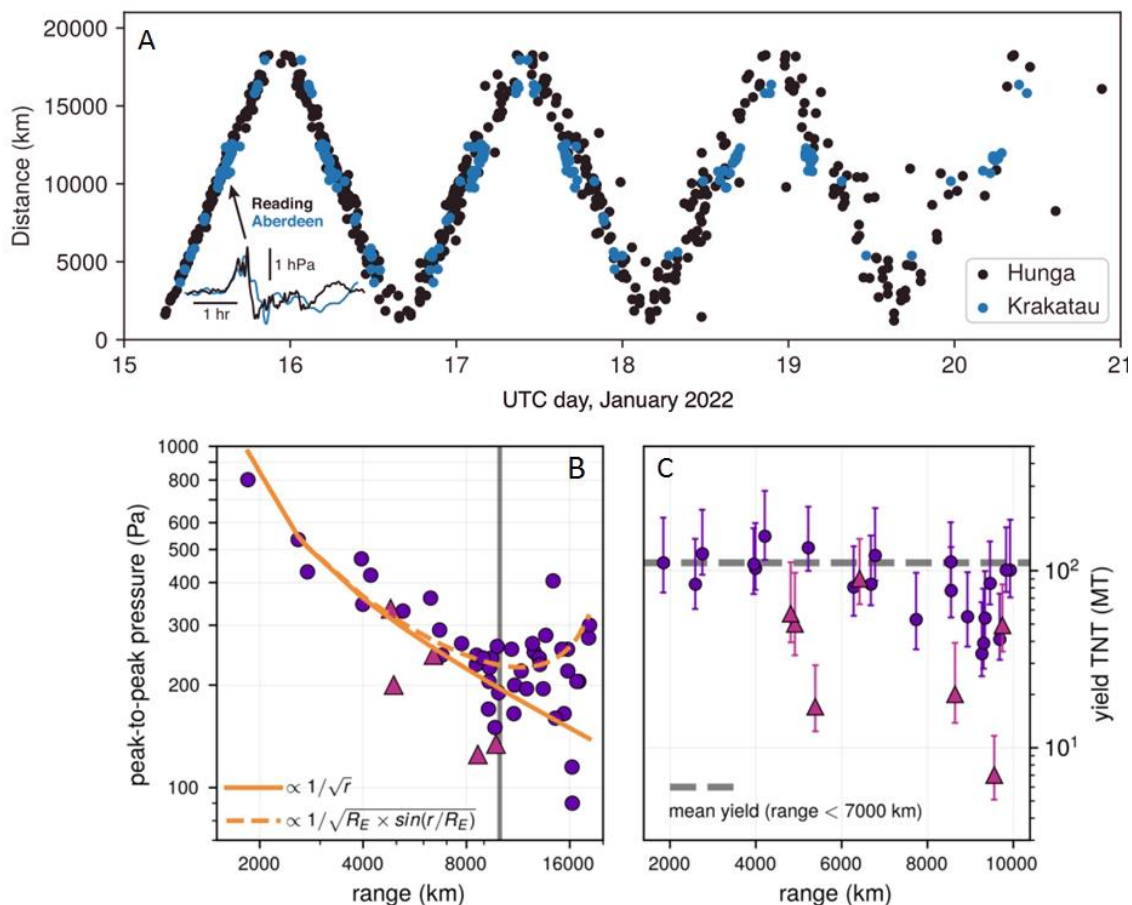


Figure 14 - Propagation de l'onde de Lamb, amplitudes et estimations d'énergie. **(A)** Temps d'arrivée observés de l'onde de Lamb provoquée par l'éruption du volcan HTHH (noir) comparés aux détections relatives à l'éruption de 1883 du Krakatau. **(B)** Amplitude de l'onde de Lamb mesurée sur les stations du SSI avec les tendances attendues (orange) pour une décroissance géométrique cylindrique de l'énergie (trait continu) et en prenant en compte la rotondité de la Terre et l'effet de focalisation associé (trait pointillé). Les stations représentées par un triangle ne sont pas exploitées du fait d'un défaut de réponse des capteurs à basse fréquence, et sont ignorées pour les estimations d'énergie **(C)** Estimation de l'énergie et erreurs associées sur la base de la formulation proposée par Pierce and Posey (1971). Sources : A - Matoza et al. (2022) ; B et C : Vergoz et al. (2022).

Les observations par ballons stratosphériques (voir section 3.2) permettent de prendre du recul sur cette estimation en considérant l'altitude réelle de la source à l'origine de l'onde. Les amplitudes mesurées et les simulations de propagation réalisées suggèrent en effet une source distribuée en altitude. Si d'autres facteurs que l'altitude de la source influent sans doute, un tel scénario permettrait néanmoins de réconcilier les observations d'atténuation des ondes infrasonores à la station néo-calédonienne du SSI, IS22, avec celles des ballons (Podglajen et al., 2022). Cette hypothèse d'un forçage de l'atmosphère en altitude plutôt qu'à la surface seule semble en outre cohérente avec la géométrie de l'éruption : une source en jet plutôt que ponctuelle et en surface. De premières estimations montrent que la formulation PP71 utilisée en relâchant la contrainte de source en surface induit une réduction d'un facteur 2 à 4 de l'énergie en considérant une source située respectivement à 16 km d'altitude (100 hPa) ou 30 km d'altitude (10 hPa). Ces conclusions préliminaires restent cependant à explorer en confrontant les différents jeux d'observations.

La littérature propose également d'autres estimations de l'énergie mise en jeu et toujours bien supérieures aux estimations initiales fournies par la NASA de 4-18 Mt (Voiland, 2022) sur la base des

observations de l'évolution du panache et des bouleversements de la morphologie des îlots et fonds marins autour du volcan après l'éruption. Ces autres estimations ont été réalisées sur la base de lois théoriques ou empiriques, à partir des ondes atmosphériques ou des élévations enregistrées sur le niveau des océans (voir section 6). Il s'avère que depuis l'éruption du Krakatau en 1883, l'éruption du HTHH en 2022 apparaît comme la plus énergétique de l'époque moderne.

3.5 Couplage air-océan : tsunami atmosphérique

Le tsunami qui a accompagné l'éruption du volcan HTHH a surpris par la rapidité de sa propagation à travers le globe, traversant les océans Pacifique, Atlantique et Indien en moins de 20 heures, à une vitesse proche de la vitesse du son. De plus, il a été enregistré dans des zones a priori protégées d'un tsunami provenant de cette région du globe, à savoir notamment la Méditerranée et la mer des Caraïbes (Gusman et Roger, 2022). Lors d'une crise éruptive volcanique, les tsunamis sont la plupart du temps provoqués par les explosions sous-marines, l'effondrement des flancs du volcan ou encore des coulées pyroclastiques (e.g., Paris et al., 2020 ; Esposti Ongaro et al., 2021). Si l'origine du tsunami observé en champ proche sur les Iles Tonga peut être liée à l'un ou plusieurs de ces phénomènes, le tsunami observé le 15 janvier 2022 dans le monde entier ne peut être expliqué par aucun de ces mécanismes. La chronologie des vagues enregistrées à l'échelle globale coïncide en effet avec les temps d'arrivées des ondes de Lamb (voir section 3.1) mettant en évidence un transfert d'énergie entre les ondes atmosphériques soumises à la gravité et la surface des océans (Gusman et al., 2022 ; Omira et al., 2022). On parle alors de météo-tsunami.

Par phénomène de couplage à l'interface atmosphère-océan, les ondes de Lamb, dont l'énergie est confinée dans les couches basses de l'atmosphère, ont généré des tsunamis inattendus, mesurés dans le monde entier. Ce fut déjà le cas pour la dernière éruption majeure du Krakatau en 1883 (Symons, 1888 ; Press and Harkrider, 1966 ; Choi et al., 2003). Il faut noter qu'à distance régionale du volcan, les différentes ondes atmosphériques et le tsunami ont certainement eu une chronologie proche, ce qu'indique l'analyse des signatures ionosphériques montrant une séparation à partir d'environ 1000 km. La contribution réelle de l'éruption volcanique au tsunami régional reste à déterminer (Lynett et al., 2022, Heidarzadeh et al., 2022).

De nombreuses simulations numériques du tsunami ont été réalisées par différents laboratoires de géophysique (Gusman et al., 2022 ; Kubota et al., 2022 ; Lynett et al., 2022 ; Omira et al., 2022), en introduisant dans leur code de propagation « shallow water »²⁵ la perturbation de pression associée à l'onde de Lamb. Ces simulations se sont concentrées essentiellement sur l'Océan Pacifique où des hauteurs d'eau atteignant un à deux mètres ont été enregistrées sur les côtes.

La simulation réalisée par le code Taitoko développé au CEA (Heinrich et al., 2021), avec un maillage de 1 minute d'arc, conduit à des résultats similaires à ceux de la littérature comme expliqué ci-dessous. L'onde de Lamb est modélisée de façon idéalisée, comme une onde « en N » se translatant sans être dispersée. Les autres ondes potentiellement présentes en surface (voir section 3.1), comme les ondes de gravité atmosphériques, ne sont pas représentées. La [Figure 15](#) montre la propagation de l'onde de Lamb (à gauche) et du tsunami (à droite), trois heures après l'explosion. Des comparaisons entre les hauteurs d'eau observées et simulées sont présentées sur la [Figure 16](#) pour une station marégraphique et deux bouées DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) situées en champ relativement proche. Certaines fluctuations sont bien reproduites (Tahiti South) pendant que d'autres

²⁵ Littéralement « eau peu profonde » : approximation des équations dans le cas où l'échelle (longueur d'onde) horizontale est très grande devant l'échelle verticale (la profondeur).

montrent les limitations de l'approche probablement en lien avec des effets locaux de propagation non pris en compte.

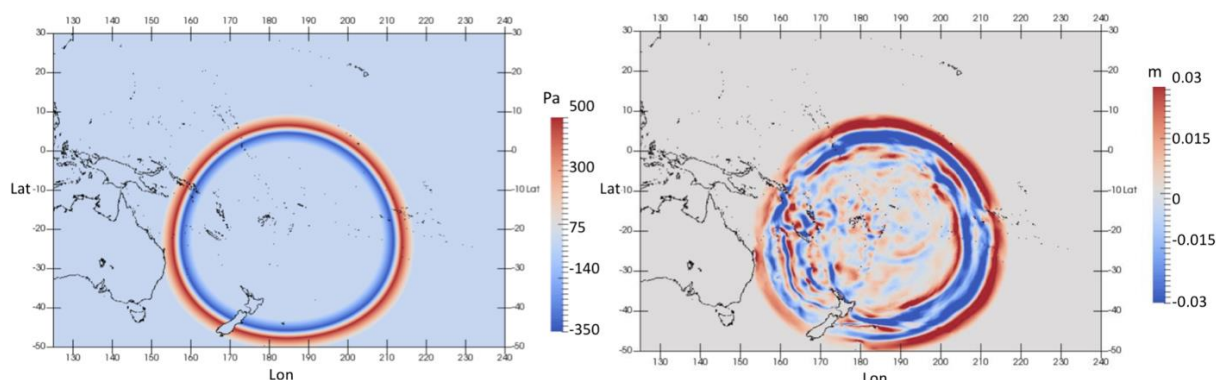


Figure 15 - Propagation de l'onde de Lamb et propagation du tsunami associé, trois heures après l'explosion. **À gauche** : champ de pression en surface (en Pa) modélisé par une onde sinusoïdale se propageant à la vitesse du son. **À droite** : élévation de la surface de l'eau (en m) générée par l'onde de Lamb et simulée par le code « Shallow Water » Taitoko (Heinrich et al., 2021).

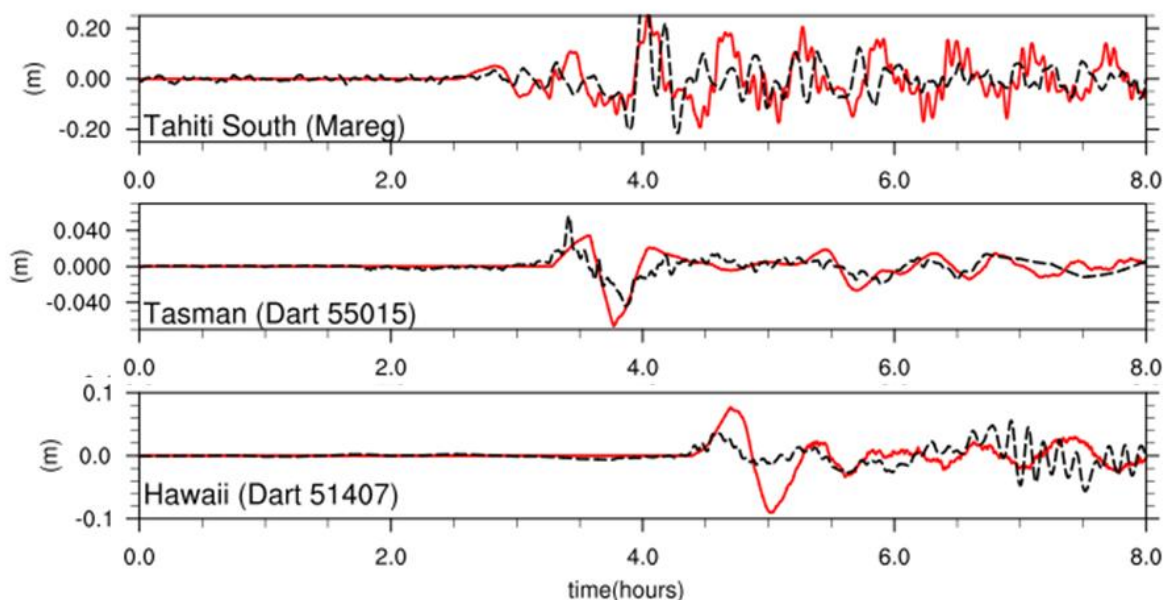


Figure 16 - Comparaisons dans l'Océan Pacifique des hauteurs d'eau observées (en pointillés noirs) avec celles simulées par le code Taitoko (en rouge) pour une station marégraphique de Tahiti (en haut) ainsi que pour les capteurs situés au large des îles de Tasman (au milieu) et de Hawaï (en bas).

Des simulations ont été réalisées de façon analogue dans le bassin méditerranéen, qui fait l'objet d'une surveillance sismique et marégraphique en temps réel dans le cadre de l'alerte aux tsunamis en France pour les côtes françaises de Méditerranée et d'Atlantique nord-est, gérée par le CENALT (Centre National d'Alerte aux Tsunamis hébergé au CEA/DAM ; Schindelé et al., 2015). Les premiers signaux sur les côtes françaises sont enregistrés 15 heures après l'explosion. Au cours des premières vingt-quatre heures, les hauteurs de vagues enregistrées sont comprises entre quelques centimètres et une dizaine de centimètres tandis que leurs périodes varient de 20 à 50 min. Ces oscillations, mesurées dans le port de Toulon et dans différentes baies de la côte, correspondent à des périodes de résonance de ces bassins (Rey et al, 2022), excitées par le météo-tsunami. On a ainsi mesuré des oscillations de période d'environ 34min dans la baie de Sanary, 19 et 45 min dans la petite rade de Toulon, 29min dans le Golfe de Giens (Figure 17) et 58 min dans la rade d'Hyères. Les trains de vague des huit

premières heures d'impact relevées sur les marégrammes ont été reproduits de façon très satisfaisante par le code de propagation tsunami et un maillage de l'ordre de 250 m (Heinrich et al., 2022).

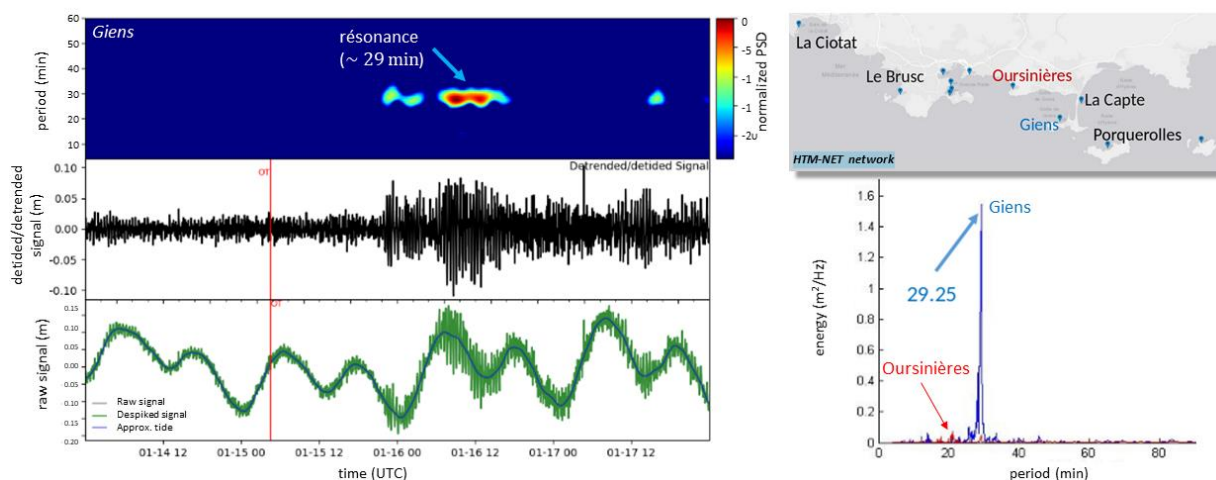


Figure 17 Détection du météo-tsunami et résonance de bassin. (À gauche) Enregistrement brut des variations de la surface de l'eau (en vert), filtré (en noir), et spectrogramme associé (spectre de densité de puissance normalisé, en échelle de couleur) pour la station marégraphique de Giens dans le Var (réseau HTM-NET; Rey et al., 2020) sur une période de deux jours suivant l'éruption (repère temporel rouge "OT"). (À droite) Réseau HTM-NET (repères bleus) avec quelques noms de stations indiqués (en haut), et contenus fréquentiels pour Giens et les Oursinières (en bas), avec une résonance présente dans le Golfe de Giens et absente aux Oursinières par exemple. (Voir aussi Rey et al., 2022.)

3.6 Haute atmosphère : perturbations ionosphériques

La signature de l'onde de Lamb a été identifiée jusque dans la haute atmosphère par des mesures ionosphériques réalisées à de multiples endroits du globe (y compris en France métropolitaine, comme présenté ci-dessous) par différentes équipes de recherche (Zhang et al., 2022 ; Themens et al., 2022, Matoza et al., 2022). La partie ionisée de la haute atmosphère, l'ionosphère (altitudes supérieures à 60 km environ), est en effet sondée en permanence par des récepteurs GNSS (Global Navigation Satellite Systems) géodésiques situés au sol et capables de mesurer précisément les fluctuations de délais de propagation d'ondes électromagnétiques sur deux fréquences distinctes dans le domaine des ondes radio UHF (1.575 et 1.227 GHz pour le système américain GPS).

Ces mesures et les propriétés dispersives du plasma ionosphérique permettent de remonter aux perturbations du TEC (Total Electron Content), le contenu électronique total de l'atmosphère, qui est une mesure de la quantité intégrée d'électrons sur un trajet donné. Une signature impulsive de période supérieure à 30 minutes, avec une forme d'onde et une vitesse de groupe horizontale très similaires à celle de l'onde de Lamb dans la basse atmosphère, est ainsi isolée et de multiples passages ont été observés (Figure 18). La vitesse de propagation verticale de cette onde forcée est quant à elle plus difficile à déterminer en raison des incertitudes liées au caractère intégré de la mesure de TEC.

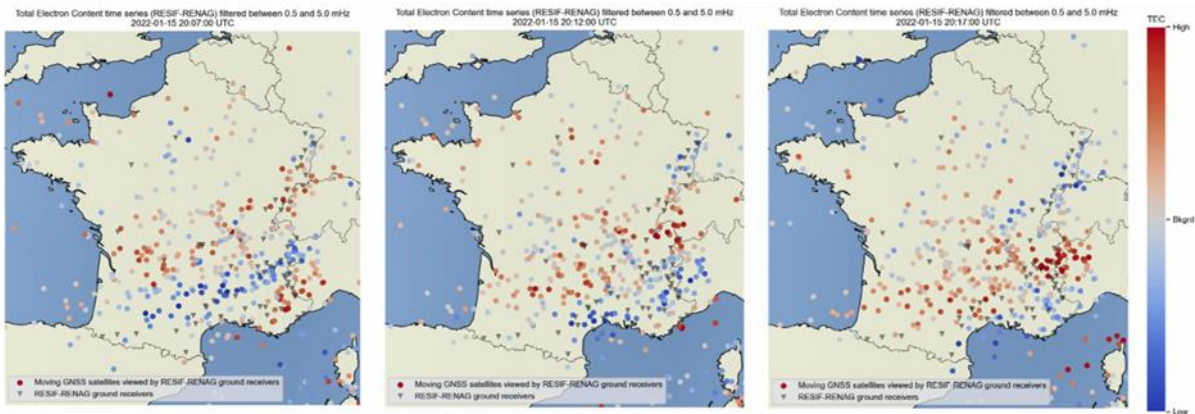


Figure 18 - Image de la perturbation ionosphérique observée avec le réseau RESIF-RENAG de 87 stations GNSS lors du premier passage de l'onde de Lamb au-dessus de la France métropolitaine. L'échelle de temps entre chaque image est de 5 minutes. Les points localisant chaque mesure de TEC filtrée entre 0.5 et 5 mHz se déplacent à 250 km d'altitude avec les satellites GNSS qui orbitent à environ $\sim 20,000$ km d'altitude. La multitude de satellites GNSS observés (GPS, GLONASS, Galileo) démultiplie le nombre de points de mesure (pour voir la vidéo complète : <https://youtu.be/fZXehpRyXb0>).

L'analyse indépendante des perturbations ionosphériques en champ proche montre une séquence éruptive constituée de plusieurs sous-événements fortement énergétiques entre 4:05 et 5:00 TU, dont le premier a donc précédé d'environ 10 minutes l'explosion principale. Les amplitudes observées de la signature acoustique de l'explosion principale indiquent une énergie de 9 à 37 Mt équivalent TNT dégagée (Astafyeva et al., 2022, voir section 6). Une nouvelle méthode de caractérisation en temps quasi réel des perturbations ionosphériques (Figure 19) démontre également un scénario d'éruptions multiples et estime le temps initial du premier événement de la séquence éruptive à 04:08 TU (Maletckii and Astafyeva, 2022).

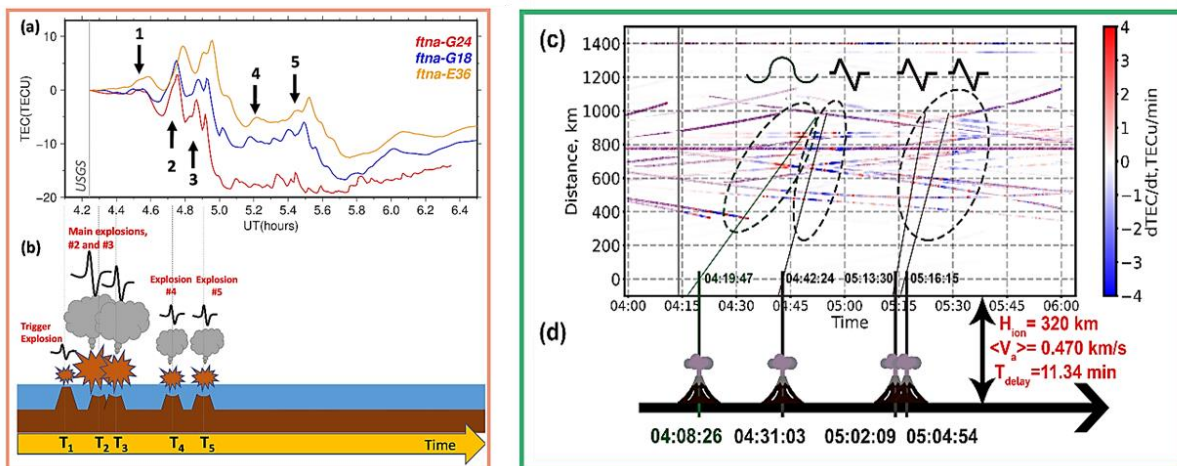


Figure 19 - Approches rétrospective (à gauche) et temps-réel (à droite) pour l'analyse des perturbations ionosphériques correspondant à des signatures d'éruptions multiples. (b) Scénario suggéré et chronologie des explosions du HTHH le 15 janvier 2022 basé sur les mesures de TEC (a). (c) Diagrammes temps-distance tracé en temps quasi réel en champ proche. Les cercles mettent en évidence les différentes perturbations détectées dans le champ proche du HTHH (vert - signature quasi-périodique, brun foncé - forme en N). Les pentes indiquent les vitesses apparentes de ces quatre perturbations. (d) Chronologie du scénario d'éruptions multiples avec le temps d'initiation de chaque événement. Source : Maletckii and Astafyeva (2022).

Les mesures de TEC réalisées après cet événement sont bien plus complexes que celles habituellement réalisées après des séismes superficiels de forte magnitude. Elles montrent clairement que la signature ionosphérique de l'onde de Lamb est suivie d'ondes de gravité parmi lesquelles se trouve la signature de l'onde du tsunami (voir section 3.5) (Figure 20). Cette interprétation est corroborée par les mesures du niveau de la mer réalisées par des capteurs de pression en plein océan et des marégraphes à la côte. Les formes d'onde et le contenu fréquentiel sont, là-aussi, très similaires. Le couplage de l'onde atmosphérique de Lamb avec l'océan explique les perturbations du niveau des mers observées bien plus tôt que le tsunami classique excité par les mouvements de masse d'eau au niveau du volcan et guidé par le fond de l'océan (voir section 3.5).

Enfin, des oscillations harmoniques de période environ 4 min apparaissent clairement durant plusieurs heures dans certaines mesures réalisées à proche distance du volcan. Il s'agit de l'extension dans la haute atmosphère des modes sphéroïdaux résonants, aussi identifiés lors de séismes de forte magnitude (Rolland et al., 2011 ; Cahyadi and Heki, 2012). L'apparition de ces fluctuations harmoniques persistant plusieurs heures dépend à la fois de la source d'excitation (une séquence éruptive suffisamment énergétique et longue) mais aussi des caractéristiques acoustiques de l'atmosphère et donc de sa structure aux grandes longueurs d'onde (plusieurs dizaines de km).

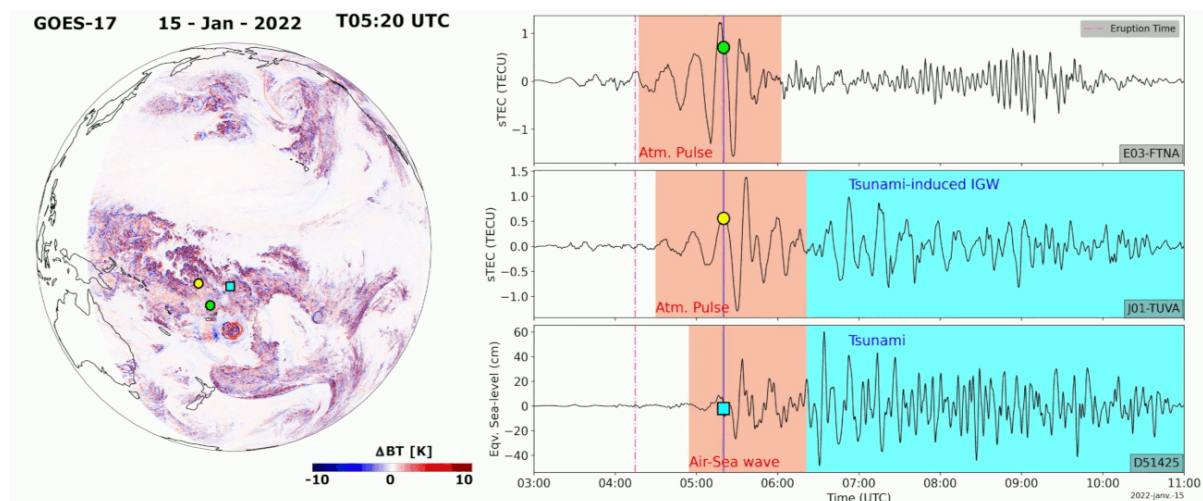


Figure 20 - À gauche : observation des variations de température de la basse atmosphère par un satellite géostationnaire une heure après l'éruption principale du HTHH. À droite : perturbations détectées simultanément dans l'ionosphère avec GNSS (signature de l'onde de Lamb et du tsunami), et au niveau de l'océan avec un capteur de pression. Les différentes mesures sont localisées par un disque vert (E03-FTNA), jaune (J01-TUVA) et un carré bleu (DART 51425) (pour voir la vidéo complète : <https://www.youtube.com/watch?v=yx3aarCLXAw>). Données satellites GOES, Galileo et QZSS, stations GNSS du CNES (FTNA) et GNS (TUVA), capteur DART de NOAA. Source : Matoza et al. (2022).

4 Injections de matière dans l'atmosphère

4.1 Observations satellitaires du panache volcanique

L'apport des données de très haute résolution spatiale est un complément à la haute résolution parfois essentiel à certaines applications, dans différents domaines thématiques : agriculture, végétation, détection de bâtis et urbain, environnement et santé, mais aussi archéologie, hydrologie, aménagement et suivi de la planification territoriale, et dans le cas présent, sismique ou volcanologie.

Les satellites américain GOES-17 de la NOAA, et japonais Himawari-8 ont détecté l'éruption du HTHH le 15 janvier 2022 sous deux angles distincts (Figure 21). L'analyse des images révèle l'étendue du panache de cendres ainsi que son extension verticale, jusque dans la stratosphère (ici 30 km). Selon Carr et al. (2022), les méthodes stéréoscopiques utilisant des paires de satellites géostationnaires, ici GOES-17 et Himawari-8 appliquées au volcan HTHH, montrent des sommets de dépassement atteignant plus de 55 km d'altitude. La hauteur du panache est importante pour comprendre la dispersion et le transport dans la stratosphère et les impacts climatiques. Ces hauteurs sont confirmées par l'occultation radio du système mondial de navigation par satellite (GNSS-RO). À son point le plus élevé, le panache s'est trouvé à 57 kilomètres d'altitude, atteignant la mésosphère. Cette altitude est la plus élevée jamais enregistrée par des satellites pour un nuage volcanique (Proud et al., 2022). Jusqu'ici, le record était détenu par le Pinatubo qui a libéré des gaz et des aérosols jusqu'à 35 km d'altitude lors de son éruption survenue en 1991 dans les Philippines.

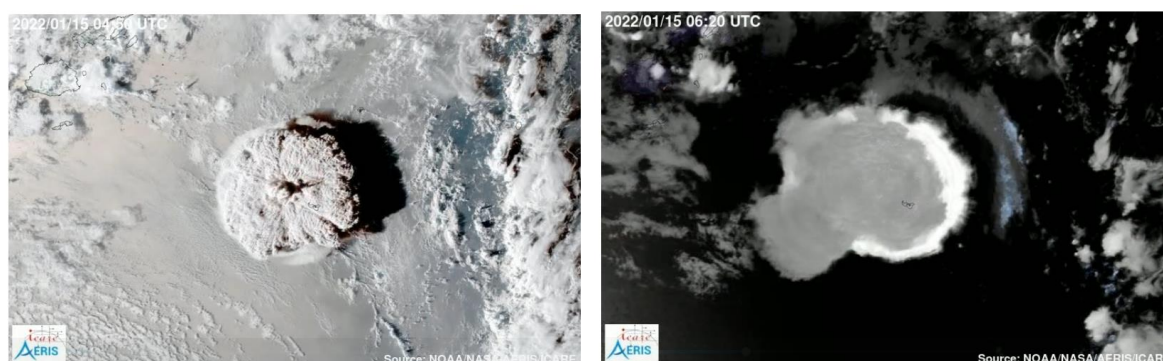


Figure 21 – **À gauche** : données de l'imageur Advanced Baseline Imager (ABI) à bord du satellite GOES-17 (NOAA/NASA) à 04:50 et 06:20 TU le 15 janvier 2022. **À droite** : l'échelle de température du noir (320K) au blanc (180K) permet de visualiser la couche de nuage stratosphérique plus chaude qui s'est déplacée vers l'ouest. Ce nuage, mélange de cendres volcaniques, de SO₂ et de vapeur d'eau, était initialement à environ 23°C, ce qui, selon un radiosondage, correspondait à une hauteur proche de 30 km. L'enclume plus brillante sous ce nuage se trouvait au niveau de la tropopause, c'est-à-dire dans la couche atmosphérique stable où les ondes de gravité peuvent osciller, avec des températures entre 195 et 200K. Source : NOAA/NASA/AERIS/ICARE²⁶.

L'image RVB de Himawari-8 Airmass (Figure 22) a capturé le nuage de cendres stratosphérique (couleur jaune), entouré d'un anneau traduisant la présence de vapeur d'eau issue de processus de sublimation à des altitudes élevées (couleur verte), en raison d'un brusque changement de pression. La comparaison des images Meteosat et Himawari a permis d'identifier l'onde de Lamb (voir section 3) convergeant vers l'Algérie et de suivre la propagation de l'onde entre le volcan situé dans l'océan Pacifique et un point d'inflexion au nord de l'Afrique. En outre, les capteurs infrarouges IASI volant à cinquante minutes d'intervalle sur les satellites Metop B et C ont mis en évidence les ondes de gravité dans la haute stratosphère (voir section 3.3).

²⁶ <https://www.aeris-data.fr/leruption-volcanique-sur-les-iles-tonga-vue-par-les-satellites-geostationnaires>

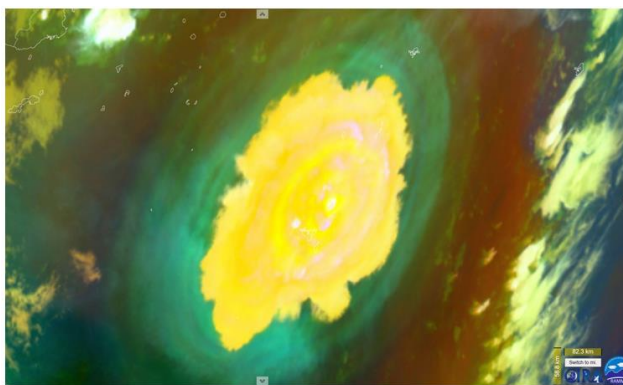


Figure 22 - Himawari-8 Airmass RGB, 15 janvier 05:10 TU. Crédit : CIRA²⁷.

4.2 Dispersion et évolution du panache

Compte tenu d'une composante essentiellement ouest du vent stratosphérique, le panache volcanique injecté au-delà de la tropopause s'est rapidement dirigé vers l'océan Indien. A 12,800 km de l'archipel des Tonga, l'île de la Réunion (21°S, 55°E) se trouve sur la trajectoire du panache, au sud-ouest de l'océan Indien. L'Observatoire de Physique Atmosphérique de La Réunion (OPAR) est érigé depuis 2012 sur le sommet du Piton Maïdo à 2160 m d'altitude. Considérant la localisation idéale de La Réunion et l'instrumentation de pointe dont l'OPAR dispose, une campagne d'opportunité fut conduite au Maïdo à partir du 19 janvier 2022 (Baron et al., 2022). Les données de deux lidars aérosol (LiO3T et Li1200) ont fonctionné toutes les nuits en continu jusqu'au 28 janvier, pour étudier les aérosols du panache de la moyenne stratosphère (35 km) à la basse stratosphère tropicale (18 km) (Figure 23). Une large gamme de variation du coefficient d'extinction des aérosols est notée à 355 nm. Ce paramètre optique, pilotant le comportement vis-à-vis du rayonnement, donne des informations sur la densité de la couche d'aérosols.

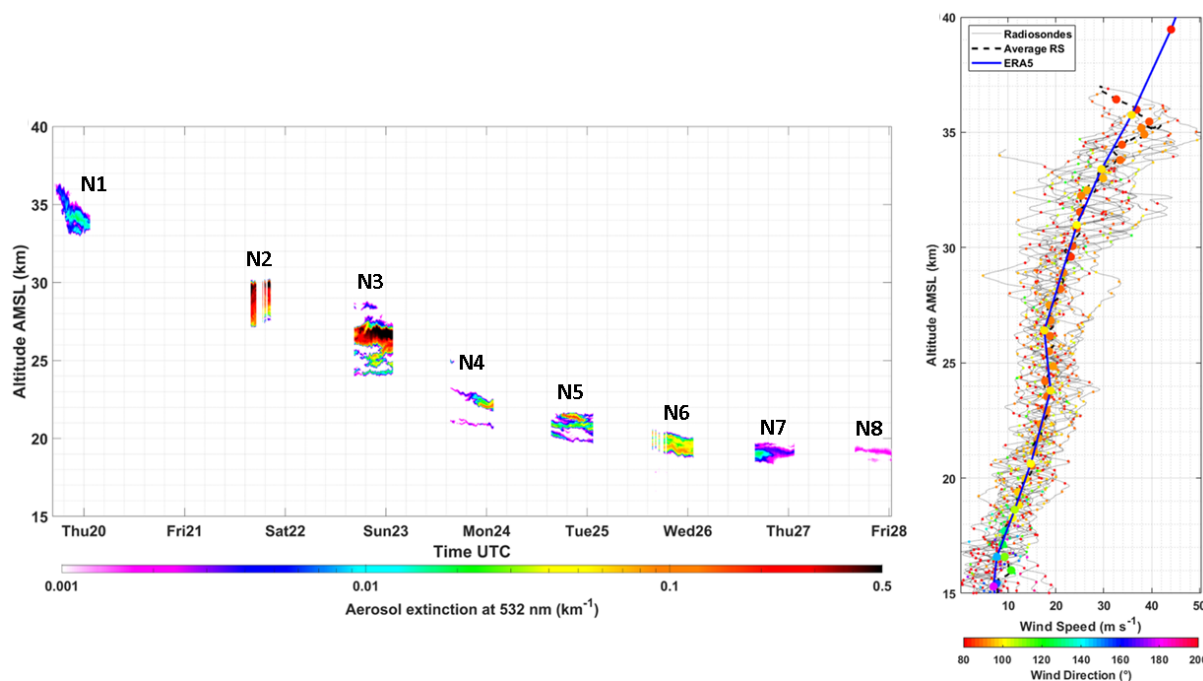


Figure 23 - Vue d'ensemble de la perturbation des aérosols stratosphériques au-dessus de l'île de la Réunion. Les coefficients d'extinction des aérosols à 532 nm dérivés des profils LiO3T (à gauche) sont

²⁷ https://www.eumetsat.int/hunga-tonga-hunga-haapai_2022

tracés en fonction du temps et de l'altitude. La gamme d'altitudes est limitée à la stratosphère où le panache a été échantillonné, entre 17 et 38 km au-dessus du niveau moyen de la mer (AMSL). Les différentes couches stratosphériques d'aérosols volcaniques sont nommées de N1 à N8, correspondant à chaque nuit d'observation montrant une charge significative d'aérosols du 19 au 28 janvier. Les profils de vent sont représentés (à droite) pour chaque radiosondage au cours de la période (lignes grises) ; le profil de réanalyse ERA5 est superposé (ligne bleue épaisse) ; l'échelle de couleur à droite informe sur la direction du vent. Source : Baron et al. (2022).

La première couche d'aérosols mesurée (N1) est arrivée seulement 4.5 jours après l'éruption du 15 janvier. Le gradient important de vent zonal dans la stratosphère explique la descente en altitude des aérosols avec le temps. A 20 km d'altitude, la vitesse moyenne du panache est de l'ordre de 15 m/s. Ce phénomène permet de mettre en évidence une différence des propriétés optiques des aérosols selon leur altitude. En effet, la colonne éruptive, considérée comme un mélange inhomogène, rend ainsi l'identification de 8 couches distinctes par leur date d'arrivée et leur altitude de croisière. L'altitude de la couche N1 (35 km) est probablement la plus élevée atteinte par un panache d'aérosols mesuré par lidar au sol. Les couches N2 et N3 se caractérisent par des altitudes centrées autour de 29 km et 27 km respectivement. Les valeurs d'extinction et d'épaisseur optique des aérosols (0.66 km^{-1} et 0.84 à 532 nm , respectivement) sont trois ordres de grandeur au-dessus du fond moyen stratosphérique et sans commune mesure avec les perturbations stratosphériques des 30 dernières années.

Ces couches denses, formées de particules aux diamètres significativement élevés ($> 0.3 \mu\text{m}$) par rapport à des particules stratosphériques, s'expliquent par la très forte hydratation de la stratosphère spécifique à cet événement volcanique (voir section 4.4). La description précise des propriétés optiques des différentes couches constituant le panache volcanique permet de mieux documenter cet événement hors normes, et d'en comprendre les processus et leurs implications sur la physico-chimie stratosphérique pour discuter d'un possible impact climatique (voir section 4.4).

4.3 Suivi des aérosols avec le satellite Aeolus

Le satellite de l'ESA Aeolus avec à son bord l'instrument ALADIN (Atmospheric LAsER Doppler INstrument) est le premier lidar spatial à haute résolution spectrale (HSRL). Mis en orbite le 23 août 2018, il a été conçu pour la mesure du profil vertical des vents, mais peut aussi donner des informations sur la répartition des nuages et des aérosols sur la verticale, dans la troposphère et la basse stratosphère. Les profils de vent sont récoltés et assimilés par les modèles numériques météorologiques et en améliorent les prévisions, notamment aux latitudes tropicales qui souffrent aujourd'hui d'un manque d'observation. La plage verticale pour le profilage du vent, des aérosols et des nuages peut être modifiée le long d'une orbite. Elle fixe les altitudes minimales et la résolution verticale des mesures. Habituellement, la discrétisation verticale des observations (RBS, pour Range-Bin-Setting) est configurée de telle sorte que l'altitude maximale se situe dans la basse stratosphère, à environ 20 km. Cependant, après l'éruption du volcan, le RBS fut modifié pour étendre les observations jusqu'à l'altitude de 30 km. Des mesures du vent ont ainsi pu être réalisées dans la stratosphère. Ce fut le cas également pour la mesure de la rétrodiffusion des particules (diffusion de Mie) dans cette région.

La [Figure 24](#) montre une série de sections de latitude-altitude moyennes du rapport de diffusion pour les mois de janvier à mai 2022. En janvier, Aeolus capture une couche de diffusion intense entre 25 et 30 km avec des rapports de diffusion (Scattering Ratio ou SR) zonaux moyens allant jusqu'à 5, à la longueur d'onde de 355 nm. Ceci est cohérent avec les données CALIOP, indiquant des valeurs jusqu'à 10 à la longueur d'onde de 532 nm (Legras et al., 2022). En février, la couche d'aérosol est localisée entre 24 et 27 km, suggérant le tassement gravitationnel des aérosols émis par HTHH. Au cours des

mois suivants, alors que le panache se propage dans l'espace méridional, le SR diminue à 2 à l'échelle moyenne zonale en accord avec CALIOP qui observe un SR d'environ 4 à 532 nm.

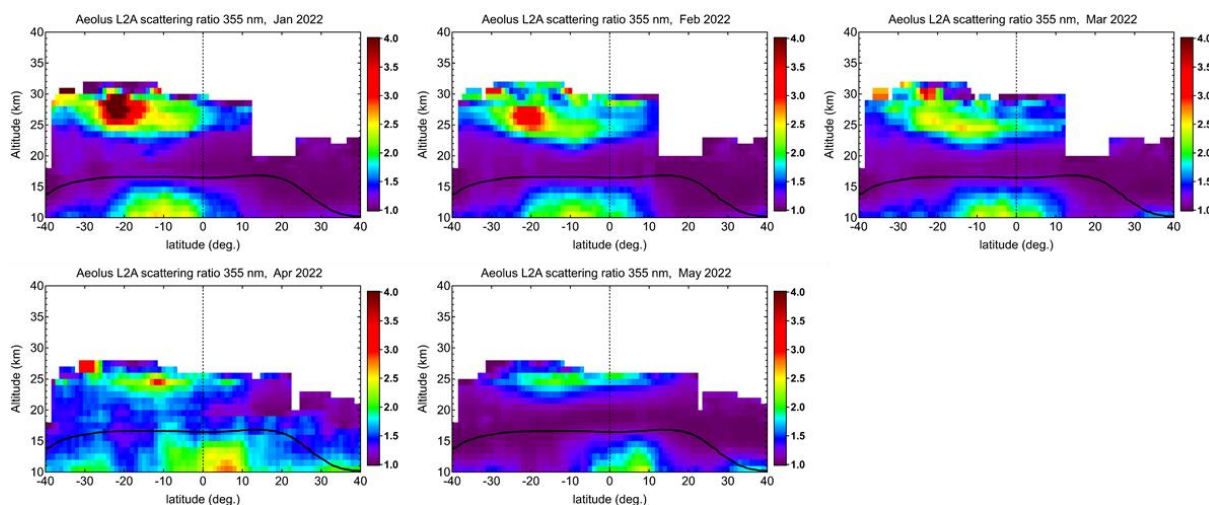


Figure 24 - Évolution de la majeure partie des aérosols dans l'espace latitude-altitude depuis le lidar du satellite Aeolus ALADIN. Les sous-figures affichent un rapport de diffusion mensuel moyen (355 nm) pour janvier à mai 2022 à partir du produit ALADIN L2A. La courbe noire marque le niveau de tropopause. Source : Khaykin et al. (2022).

4.4 Chimie atmosphérique et impact sur le bilan radiatif

L'injection massive de matière, vapeur d'eau (Figure 25) et cendres chaudes, s'est étendue à tout le bassin du Pacifique comme en témoignent les observations satellitaires. En plus des variables atmosphériques habituellement détectées lors d'éruptions volcaniques, comme les concentrations de SO_2 et H_2SO_4 , une quantité importante de vapeur d'eau dans la stratosphère a été mise en évidence à l'aide de l'instrument IASI à bord des satellites Metop (voir section 3.3). Des augmentations locales de vapeur d'eau de l'ordre de 10% ont été observées (Wright et al., 2022). Il a par la suite été montré que la quantité globale d'eau dans la stratosphère avait augmenté de 5% (Vömel et al., 2022). Ce phénomène a conduit à des perturbations du profil de température entre 25 et 35 km sur plusieurs milliers de kilomètres. Un refroidissement de 4 K a effectivement pu être mesuré par des sondes stratosphériques durant quatre mois (Schoeberl et al., 2022). Cette anomalie de température a affecté de façon sensible la circulation générale de moyenne atmosphère (Coy et al., 2022) ainsi que l'évolution et la dynamique du panache (Legras et al., 2022).

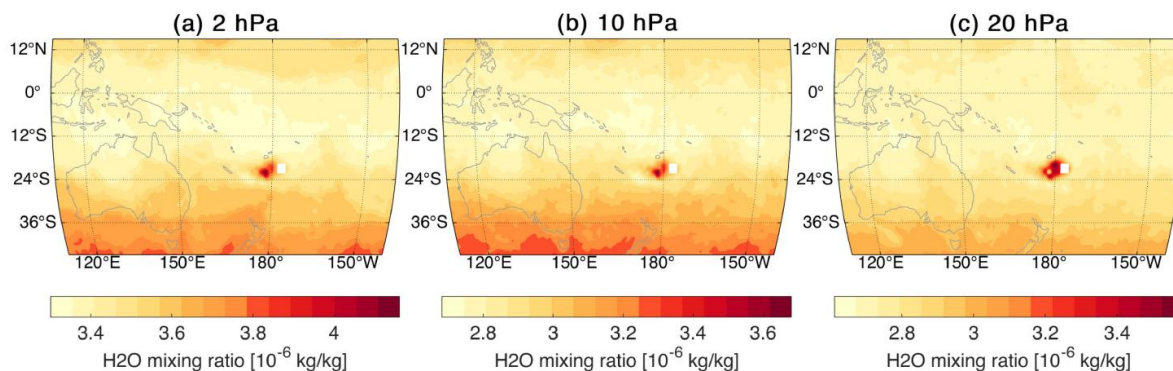


Figure 25 - Rapport de mélange de l'eau (10^{-6} kg par kg d'air) observé avec IASI-B et IASI-C dans la stratosphère à (a) 2 hPa (~42 km), (b) 10 hPa (~31 km) et (c) 20 hPa (~27 km) au-dessus du HTHH après l'éruption. Source : Wright et al. (2022).

Immédiatement après la phase explosive du 15 Janvier, une première estimation de l'injection de gaz volcaniques a indiqué une quantité de SO₂ inférieure à 0.5 Tg, ce qui serait insuffisant pour produire un effet climatique sensible (Witze, 2022 ; Zhang et al., 2022). Malgré cela, des perturbations de la couche d'aérosols stratosphériques sans précédent depuis l'éruption du volcan Pinatubo en 1991 ont été détectées par des capteurs au sol (section 4.2 ; Baron et al. 2022) et satellitaires tels que OMPS et CALIOP (Sellitto et al., 2022 ; Taha et al., 2022 ; Legras et al., 2022). Cette perturbation en aérosols stratosphériques a été mise en relation avec les injections inédites d'eau en stratosphère (Millan et al., 2022) qui ont provoqué une formation très rapide d'aérosols sulfatés dans les premiers jours qui ont suivi l'éruption (Yunqian et al., 2022 ; Legras et al., 2022).

Compte tenu de la perturbation majeure qu'il a induit sur le contenu en aérosols et vapeur d'eau, le panache volcanique du HTHH a un très fort potentiel de perturbation du bilan radiatif. L'effet climatique des aérosols sulfatés (refroidissement du système climatique) est néanmoins concurrent avec l'effet des concentrations extrêmes de vapeur d'eau et les premières estimations indiquent la possibilité que ce panache produise un effet climatique net de chauffage du système climatique, ce qui serait inédit dans la période d'activité des systèmes d'observations satellitaires (Sellitto et al., 2022). La quantité record de vapeur d'eau injectée dans la stratosphère devrait avoir un effet important sur la composition de la stratosphère, par exemple sur la couche d'ozone stratosphérique via des réactions photochimiques produisant une quantité additionnelle de radicaux (Millan et al., 2022 ; Yunqian et al., 2022).

4.5 Suivi de la dynamique des éclairs avec l'extension du panache

Depuis toujours, des éclairs sont observés dans les panaches des éruptions volcaniques. Ce n'est que relativement récemment que la question de leur origine et surtout de leur intérêt dans la participation à une alerte sur les panaches volcaniques atteignant des altitudes stratosphériques s'est posée. C'est notamment le développement, dans les années 2000, des mesures dans la gamme VHF (autour de 60 MHz), d'une part, et de réseaux de localisation d'éclairs au niveau mondial, d'autre part, qu'est apparu l'intérêt des éclairs dans l'étude des éruptions volcaniques avec panache.

Les réseaux mondiaux de localisation des éclairs comme le World Wide Lightning Location Network (WWLLN) (Hutchins et al., 2012) ou le GLD360 (Said et al., 2013) ont été mis en service respectivement en 2004 et 2011. Les données de ces réseaux ont permis d'étudier les éruptions de plusieurs volcans (par exemple : Sakurajima en juin 2008 ; Redoubt en mars-avril 2009 ; Eyjafjallajökull en avril-mai 2010; Kelud en février 2014; Calbuco en avril 2015; Bogoslof entre décembre 2016 et septembre 2017 ; Raikoke en juin 2019). Ces études montrent la présence de décharges semblables à celles des éclairs quand le panache se développe dans les minutes ou les heures qui suivent l'éruption (McKee et al., 2021). Les mécanismes de production des décharges dans les panaches des volcans restent en discussion, notamment le rôle respectif des hydrométéores, qui produisent les charges dans les nuages d'orage classiques, et la présence des cendres, qui peuvent également se charger dans le panache.

Lors des éruptions du HTHH de janvier 2022, les réseaux de localisation d'éclairs WWLLN et GLD360 ont observé une activité électrique exceptionnelle. Yuen et al. (2022) rapportent que, selon GLD360, la première éruption (13/01/2022 à 15:20 TU) a induit plus 190,000 éclairs alors que celle du 15 janvier dès 04:02 TU en a produit plus de 400,000 dont 200,000 au plus fort de l'activité. Ils constatent que cette activité débute plusieurs minutes après l'éruption. Les éclairs se répandent depuis la source sous la forme d'anneaux dont le rayon s'accroît avec le temps. De très nombreux éclairs sont présents entre 100 et 200 km du volcan, dans la zone du panache. Briggs et al. (2022) présentent aussi la détection d'un flash gamma initié par cette activité intense. Ils notent également que le détecteur optique d'éclair GLM à bord du satellite géostationnaire de météorologie GOES-17 n'a pu détecter des flashes venant du panache qu'au tout début de l'éruption et jusqu'à environ 04:30 TU, puis à partir de 10:36

TU. L'opacité du panache, du fait des cendres, a rendu l'absorption des photons des éclairs qui y étaient produits trop intense pour que ces derniers puissent s'échapper vers le haut, hors des nuages.

La [Figure 26](#) présente les mesures issues de GLD360. Elle montre l'activité exceptionnelle notée par Yuen et al. (2022). Pour la première fois dans une étude des éclairs produits dans les panaches volcaniques, la distinction entre les décharges nuages-sol (CG, pour « cloud-to-ground ») et celles purement intra-nuage (IC, pour « intra-cloud ») est montrée. Le caractère exceptionnel de l'éruption du 15 janvier à 04:02 TU se retrouve dans ces données. Entre 04:30 et 05:30, le panache atteint une altitude supérieure à 50 km. Il s'étend dans un rayon d'environ 300 km (Yuen et al., 2022) et l'activité est essentiellement composée de CG (jusqu'à 60 fois plus que d'IC). A l'inverse, pour l'explosion du 13 janvier ou celle du 15 janvier à 08:00, il y a deux fois plus d'IC que de CG (hors phase éruptive intense). Dans ce cas, le panache atteint des altitudes moindres (~10 km). Lors de l'éruption majeure à 04:02, plusieurs pics distincts d'activité électrique sont remarquables. L'absence relative d'IC dans le cas de l'éruption majeure reste à comprendre.

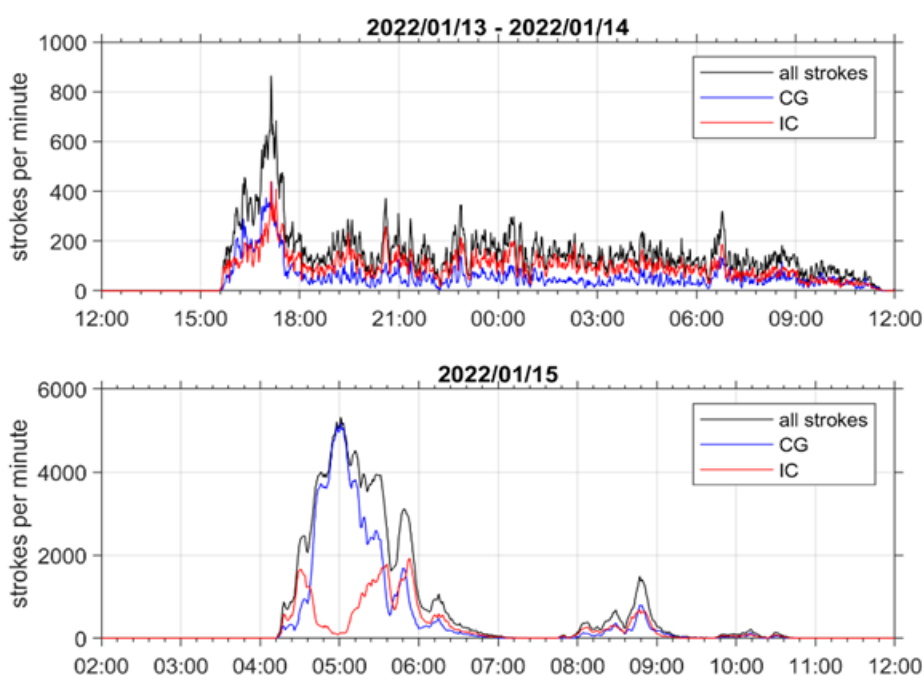


Figure 26 - En haut : activité électrique détectée par GLD360 lors de l'éruption du 13/01/2022 à 15:20 TU. La courbe rouge montre le nombre de décharges intra-nuage (IC) par minute, la courbe bleue donne le nombre de décharges nuage-sol (CG) par minute, la courbe noire est la somme des deux. **En bas :** idem mais pour les éruptions du 15/01 à 04:02 et 08:00 TU.

La [Figure 27](#) montre la répartition spatiale des décharges lors de l'éruption majeure qui débute à 04:02 TU. Le maximum de l'extension horizontale du panache est atteint à 04:40. A partir de 05:20, l'activité, principalement composée de CG, reste concentrée au-dessus du cratère jusqu'à 06:30. A partir de 05:20, le panache transporté par les vents (voir section 4.2) se déforme vers l'ouest, se séparant en quelques paquets d'une cinquantaine de kilomètres de rayon.

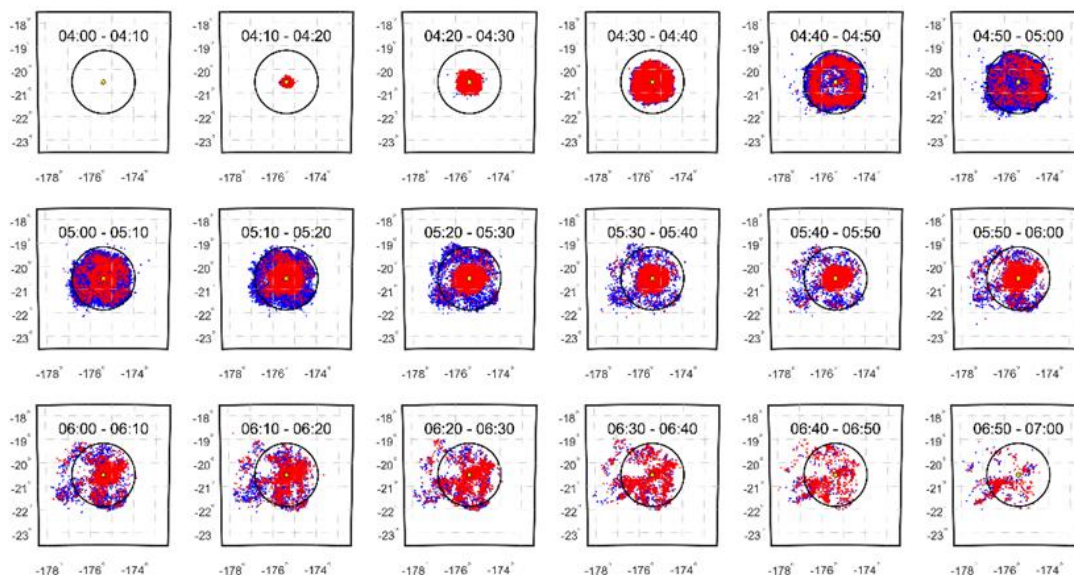


Figure 27 - Répartition spatiale des décharges (CG en bleu et IC en rouge) par période de 10 minutes entre 04:00 et 07:00 TU le 15/01. Les points rouges se superposant aux points bleus peuvent masquer la présence de CG. Le cercle noir de rayon 150 km est centré sur le volcan.

5 Gestion opérationnelle de l'alerte

Les pôles de données présentés en section 2 ont la capacité de fournir une visualisation et une analyse en temps-réel de données multi-technologiques à travers des infrastructures interopérables qui s'appuient sur des systèmes nationaux et internationaux d'observation, et permettent d'apporter le plus d'éléments possibles utiles à des études scientifiques comme à l'établissement de diagnostics autour d'un événement particulier. Par ailleurs d'autres services opérationnels existent, spécifiques à certains type d'événement (éruptions et tsunamis associés) ou à destination d'une activité ciblée (aviation), avec des réseaux de communication dédiés, et à même d'alerter les autorités compétentes (sécurité civile notamment).

5.1 Alerte tsunami

Les tsunamis associés aux phénomènes volcaniques éruptifs ou explosifs sont difficiles à surveiller en temps réel. Ceux-ci nécessitent en effet de déployer des réseaux de capteurs (sismiques, acoustiques, radars, mesures du niveau de la mer) sur tous les édifices exposés et d'exploiter des algorithmes de détection (semi-) automatiques (e.g. Annunziato, 2022) de tsunamis de faible période et potentiellement de très forte amplitude. A ce jour, seul l'édifice du Stromboli est équipé d'un tel système d'alerte (Figure 28) permettant de mesurer, dans les premiers instants de leur formation, les vagues générées par les effondrements, et d'alerter les populations localement (Selva et al., 2021).

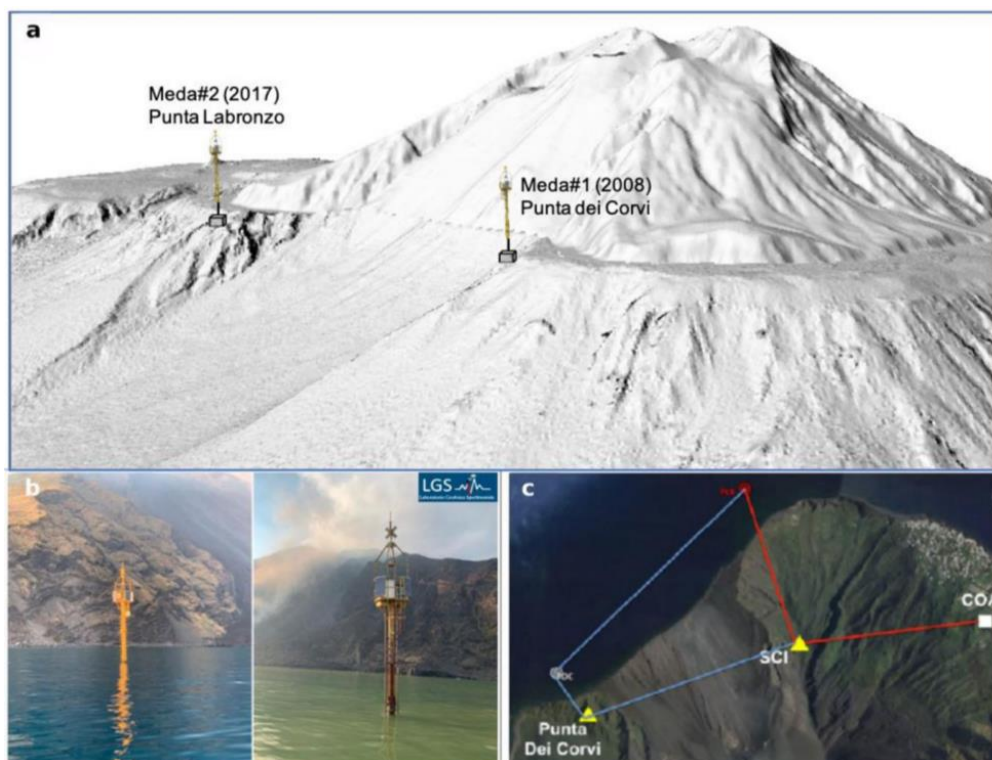


Figure 28 – a) Localisation des balises de détection d'un événement de type tsunami sur le volcan Stromboli. b) Balises après l'éruption pyroclastique du 3 juillet 2019. c) L'un des trois réseaux envoyant des données temps-réel au centre opérationnel (COA). Source : Selva et al., 2021.

Les tsunamis majeurs observables à des milliers de kilomètres des sources sont la plupart du temps déclenchés par les grands séismes sous-marins, notamment au niveau des zones de subduction, ou sur toute zone sismique où des séismes de magnitude supérieure à 6.5 (il s'agit d'une valeur empirique, en réalité, des séismes de magnitude inférieure peuvent générer des tsunamis catastrophiques), et de mécanisme favorable (impliquant une déformation crustale verticale suffisante), peuvent se produire. Dans ces conditions, les ondulations des tsunamis, de très grande longueur d'onde par rapport à la profondeur d'eau océanique, sont capables de se propager à des milliers de kilomètres. A l'arrivée près des côtes, leur célérité $c = \sqrt{gh}$ (où g est la constante de gravité et h est la profondeur d'eau en tout point) décroît, conduisant à l'amplification côtière souvent destructrice.

Les systèmes d'alerte aux tsunamis d'origine sismique se sont construits depuis les années 1960 sur le fait que le séisme, sous réserve d'avoir des réseaux de mesure suffisants, peut être détecté et mesuré en quelques minutes. Selon des critères automatiques, et à partir des temps de propagation qui peuvent être obtenus aisément à partir de la célérité c , la potentialité d'un tsunami, et ses temps d'arrivée, sont obtenus en quelques minutes. Ces informations permettent de prévenir les autorités rapidement du risque potentiel de l'arrivée d'un tsunami, dans les minutes à heures suivantes. C'est sur ce principe qu'ont été conçus les centres d'alerte aux tsunamis, depuis les années 1960 dans le Pacifique, et depuis 2005, dans les bassins Caraïbes, l'océan Indien, l'ouest et nord-est Atlantique ainsi que la Méditerranée.

Le 15 janvier 2022, les centres nationaux d'alerte dans le Pacifique ont pu détecter la secousse sismique reliée à l'explosion du HTHH à 4h31 TU²⁸. Le centre d'alerte à Hawaï (PTWC, Pacific Tsunami Warning Center), qui diffuse un bulletin d'information pour l'ensemble de la région Pacifique, a émis

²⁸ IOC Circular Letter No 2877, 31 janvier 2022, 2022a

un bulletin à 6h31 TU²⁹. Les amplitudes observées du tsunami ont été très destructrices à proximité (10 à 15 m d'amplitude sur l'archipel des Tonga) et encore majeures en de nombreux sites très distants (2 à 3 m au Chili et au Pérou, environ 1 m au Japon et en plusieurs sites du globe). Étant donné les caractéristiques de l'événement, dont la magnitude n'était pas compatible avec un tsunami transocéanique, le PTWC n'a pu diffuser que les temps d'arrivée estimés, sans indications de hauteurs attendues.

Dans les semaines qui ont suivi, l'UNESCO a déployé un système temporaire pour continuer à surveiller la zone du volcan, en s'appuyant sur les mesures du niveau de la mer en temps réel, afin de déclencher une éventuelle alerte basée sur de brusques variations du niveau marin³⁰. Ce système propose des prévisions en utilisant une loi d'échelle linéaire aux observations, par rapport aux données du 15 janvier 2022. Son application reste cependant limitée en raison de la zone géographique couverte réduite, de la rareté du phénomène de couplage atmosphère-océan, mais aussi de l'hypothèse linéaire de mise à l'échelle sur laquelle il repose.

5.2 Suivi des panaches de cendres pour l'aéronautique

A la suite de plusieurs incidents associés à des rencontres de cendres volcaniques par des vols long courrier dans les années 1980 (Casadevall, 1994), une veille volcanique sur les routes aériennes a été mise en place par l'Organisation de l'Aviation Civile Internationale. Cette veille H24 repose sur 9 VAAC (Volcanic Ash Advisory Centres) répartis à travers le monde. Ainsi, le VAAC de Toulouse hébergé par Météo-France, surveille une vaste zone comprenant l'Afrique, une bonne partie de l'Europe et de l'Asie (Figure 29). Les volcans les plus actifs dans cette zone se situent en Italie, aux Canaries, dans l'Océan Indien et en Afrique Équatoriale. En 2021, le VAAC de Toulouse se place au cinquième rang mondial pour la production de messages, juste derrière les centres de Washington, Tokyo, Darwin et Buenos Aires.

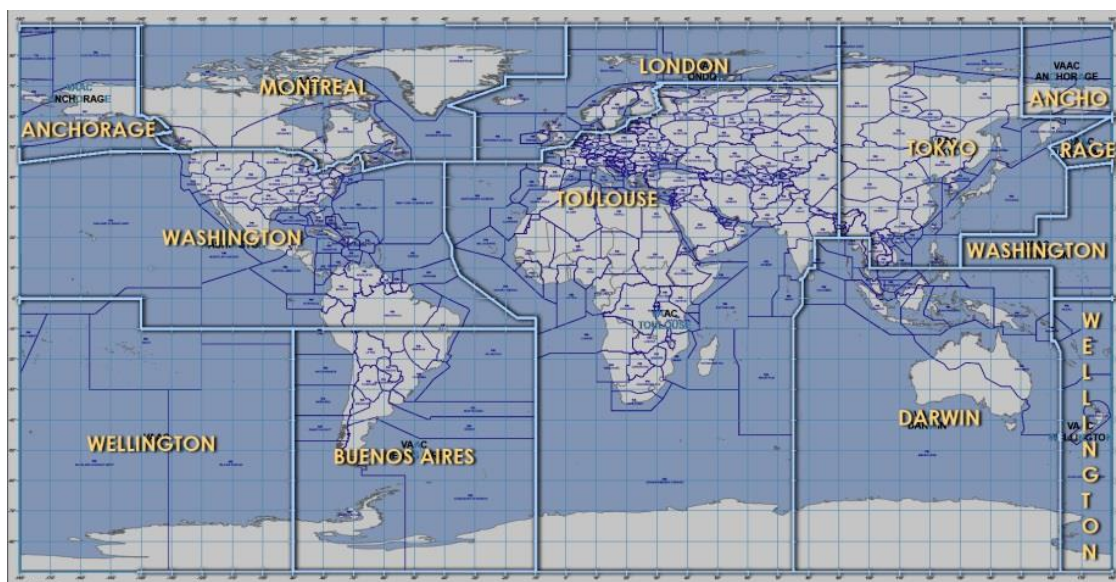


Figure 29 - Les 9 VAACs et leurs zones de responsabilité.

²⁹ Chaque pays demeure néanmoins souverain pour l'émission d'un bulletin d'alerte (leurs organismes peuvent se reposer sur le bulletin du PTWC). Par exemple, en Nouvelle-Calédonie, c'est la sécurité civile, en collaboration avec l'IRD qui définit si l'alerte et l'évacuation sont nécessaires.

³⁰ IOC Circular Letter No 2902, 17 août 2022, 2022b

En amont de l'éruption explosive du 15 janvier 2022 du HTHH, le VAAC de Wellington a émis le 13 janvier à 17:42 TU le premier message d'avertissement (Volcanic Ash Advisory ou VAA) pour signaler aux compagnies aériennes la présence de cendres à proximité du volcan. Sur le VAA diffusé le 16 janvier à 03:32 TU, le VAAC de Wellington a indiqué l'extension en altitude (FL500-FL630) du nuage vers l'ouest jusqu'à la Nouvelle Calédonie. Ce nuage était alors principalement composé de cendres et de dioxyde de soufre.

Au cours des jours suivants, le nuage a poursuivi sa progression vers l'ouest pour entrer dans la zone de responsabilité du VAAC de Darwin. Ainsi, dans le VAA émis le 19 janvier, l'emprise du nuage de cendres s'étendait alors de l'Australie jusqu'à l'Inde, mais les cendres devenaient difficilement distinguables sur les images satellite (Figure 30). Par la suite, le nuage de cendres et de SO₂ a continué à se dissiper lors de sa progression vers l'ouest. Le dernier VAA a été émis par le VAAC de Darwin le 22 janvier pour indiquer la poursuite de la dissipation du nuage de cendres. Lors de l'entrée du nuage dans la zone de responsabilité du VAAC de Toulouse, les faibles concentrations de cendres n'ont pas nécessité l'émission d'un message d'avertissement. En revanche, le nuage de dioxyde de soufre a continué à progresser vers l'ouest en direction de la Réunion, pour faire l'objet d'un suivi qualité de l'air par Météo-France. Ainsi, compte tenu de sa propagation en altitude à longue distance et de sa durée, le nuage de cendres généré lors de l'éruption explosive du HTHH du 15 janvier a nécessité une coordination active entre les trois VAACs, pour informer les usagers aéronautiques sur la présence de cendres. Il faut noter que, grâce au bon partage d'information lors de cette éruption, aucun incident aéronautique lié à la présence de cendres n'a été à déplorer.

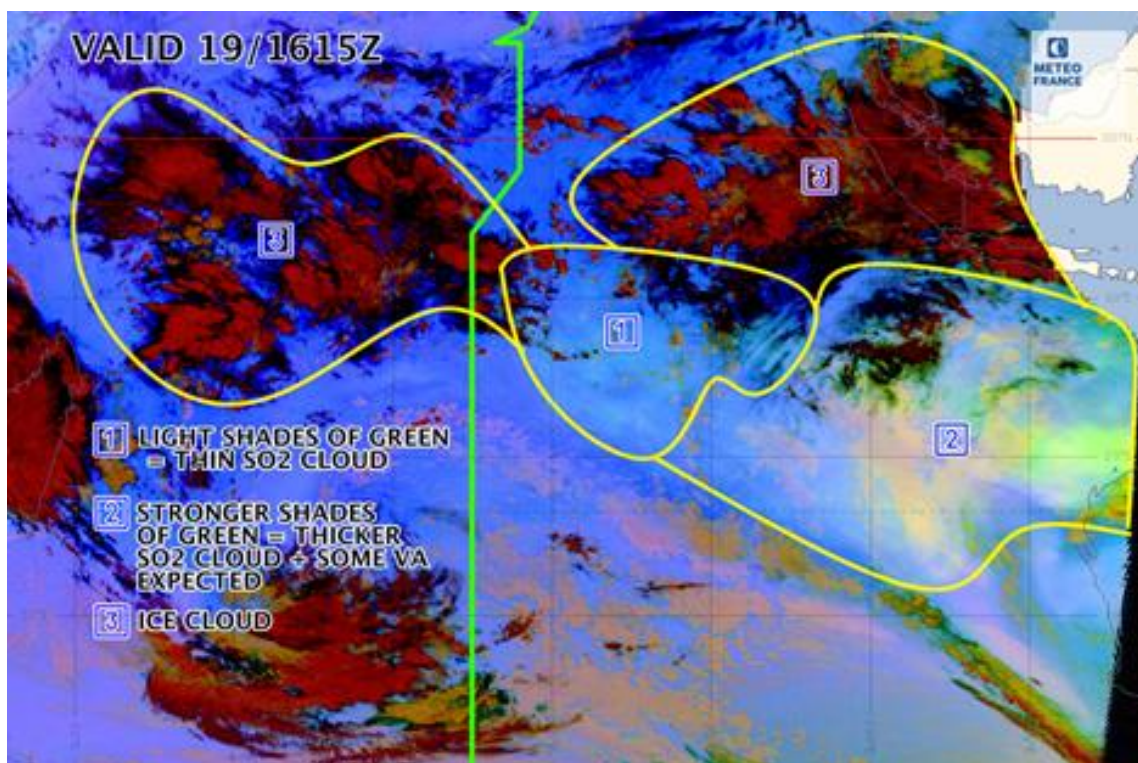


Figure 30 - Analyse par le VAAC de Toulouse de l'image satellite MSG du 19 janvier à 16:15 TU. Le traitement de l'image fait apparaître en vert la présence de dioxyde de soufre (guide couleur du produit SEVIRI Ash³¹). La frontière entre les zones des VAACs de Darwin et de Toulouse est indiquée par la ligne verticale épaisse verte.

³¹ <https://www.eumetsat.int/media/41622>

5.3 Suivi des panaches de dioxyde de soufre pour l'aéronautique et la qualité de l'air

Les prévisionnistes aéronautiques utilisent des produits satellitaires de colonne totale de dioxyde de soufre (SO₂) pour leur suivi de ce type d'événement. Ces ressources sont rassemblées sur le site du SACS³² (Support to Aviation Control Service) hébergé par l'Institut royal d'aéronomie spatiale de Belgique (BIRA-IASB), et initié par l'Agence spatiale européenne (ESA) pour soutenir les centres d'avis de cendres volcaniques, comme le VAAC de Toulouse et le VAAC de Londres. Pour ce faire, il fournit des données de SO₂ et de cendres volcaniques en temps quasi réel dérivées des instruments satellitaires UV-vis (OMI, GOME-2A&B, OMPS, TROPOMI) et Infrarouge (AIRS, IASI-A, IASI-B).

En mode recherche, un soutien aux prévisionnistes du VAAC Toulouse a été apporté en temps réel par le CNRM sur la modélisation du nuage de SO₂. Les données de colonnes totales de SO₂ de l'instrument TROPOMI à bord du satellite défilant Sentinel 5P ont été assimilées dans le modèle de chimie-transport MOCAGE de Météo-France, fournissant des analyses en temps réel. Une fois par jour, à 00:00 TU, une prévision à deux jours d'échéance a été calculée, initialisée par les analyses continues, et fournie en temps quasi réel aux prévisionnistes.

Wallis et Futuna étant situés respectivement à 810 et 750 km de l'éruption, et la Nouvelle-Calédonie à 1700 km, une attention particulière a été portée sur l'impact potentiel en terme de qualité de l'air de ces territoires français. Depuis 2003, L'Institut national de l'environnement industriel et des risques (INERIS), avec l'appui du ministère chargé de l'environnement, s'est doté de la Cellule d'appui aux situations d'urgence (CASU), opérationnelle H24, qui apporte aux autorités publiques une aide à la décision immédiate en cas de dangers à caractère technologique avéré ou imminent pour l'homme ou l'environnement. La question de l'impact potentiel des éruptions volcaniques pour les populations ne fait pas partie des attributions de la CASU, et le périmètre géographique de cette cellule n'inclut pas la Polynésie Française.

La CASU a néanmoins été sollicitée dans la nuit du 15 au 16 janvier par le Haut-Commissariat de la République en Nouvelle Calédonie pour apporter un soutien à l'interprétation des simulations effectuées par Météo-France en terme d'impact potentiel pour les populations. Malgré le fait que la CASU ne soit pas dimensionnée pour répondre à ce type de questionnement, la présence au sein de la cellule d'une personne à même de répondre au moment de l'appel a permis exceptionnellement que la CASU émette une réponse à la question posée. La CASU a donc croisé son expertise avec celle du Centre National de Prévision de Météo-France et a rendu un avis rassurant 3 heures plus tard. L'Association de surveillance de la qualité de l'Air SCAL'Air de la Nouvelle-Calédonie a également été consultée.

6 Discussion

6.1 Suivi de l'éruption : chronologie et impacts

La propagation des infrasons et des ondes de Lamb à l'échelle du globe a été rapportée pour cinq éruptions d'indice d'explosivité volcanique (VEI, pour volcanic explosivity index³³) égal à 5 au cours des 150 dernières années. L'amplitude (~900 Pa à 1,800 km) et la période principale (~2000 s) des ondes de Lamb induites par l'éruption du HTHH ont dépassé de manière significative – jusqu'à un ordre de grandeur – les mesures correspondantes aux autres éruptions de plus grande explosivité (par exemple

³²https://sacs.aeronomie.be/nrt/index_NRT.php?Year=2022&Month=01&Day=15&InstruGOME2=1&InstruOMI=0&InstruOMPS=0&InstruTROPOMI=2&InstruSCIA=0&InstruIASI=4&InstruIASIB=3&InstruAIRS=0&obsVCD=1&obsAAI=0&obsCCF=0&obsHGT=2&modeONE=0&modeADD=1&Region=412

³³<https://www.nps.gov/subjects/volcanoes/volcanic-explosivity-index.htm>

VEI 6 pour le Pinatubo en 1991 ; Tahira et al., 1996). Cependant, le VEI n'a qu'une valeur très indicative et il ne saurait rendre compte de la complexité des processus éruptifs et des différentes ondes produites dans l'atmosphère.

La comparaison entre l'éruption plinienne du Krakatau en 1883 et celle du HTHH en 2022 (voir [Figure 14-A](#)) est intéressante, mais les deux éruptions sont sensiblement différentes. Le style éruptif plinien caractérise des éruptions explosives majeures qui tirent leur nom de la description de l'éruption du Vésuve par Plin le Jeune en l'an 79. L'éruption du HTHH revêt un caractère phréatomagmatique plus prononcé qu'une éruption plinienne, avec une dynamique surtseyenne en début d'éruption (décembre 2021) et une dynamique phréato-plinienne lors du paroxysme du 15 janvier 2022. Les deux éruptions diffèrent également en terme de durée : la phase paroxysmale de l'éruption du Krakatau en 1883 s'est étalée sur 2 jours (26 et 27 août), tandis que l'éruption du 15 janvier 2022 au HTHH a duré moins de 11 heures (de 4:00 à 15:00 UT), avec un paroxysme de 50 minutes (4:10 à 5:00 UT), ce qui est très court pour une éruption VEI 6. L'éruption du HTHH représente donc un style éruptif original et rare, avec une phase paroxysmale très puissante et très courte. L'analyse en cours des produits éruptifs (cendres) permettra de comprendre les processus ayant conduit à ce scénario inédit dans l'histoire de la volcanologie moderne.

La disparition de l'île (voir section 2.1) témoigne de la violence de l'événement qui a notamment été couvert par les pôles nationaux de données de l'IR DATA-TERRA, en particulier pour l'estimation des dommages au sol et des dépôts de cendre, le suivi des impacts atmosphériques et côtiers, et de la progression et composition du panache (voir sections 2 et 4).

La combinaison de l'imagerie satellitaire, des réseaux de stations internationaux et nationaux au sol ainsi que de plateformes aéroportées a permis de caractériser la propagation des ondes atmosphériques émises par l'éruption (voir sections 3.1, 3.2 et 3.3). Ces ondes se sont propagées à l'échelle planétaire. Des arrivées d'ondes infrasonores ont été détectées après huit révolutions complètes autour de la Terre, plus de treize jours après l'éruption, et l'onde de Lamb après quatre révolutions.

Une chronologie de l'activité éruptive a pu être reconstituée a posteriori en exploitant les données de différents réseaux de stations (acoustique, sismique, hydroacoustique) (voir section 3.1), les mesures de la densité électronique de l'ionosphère (voir section 3.6) ainsi que celle de l'activité électrique orageuse associée (voir section 4.5). Une séquence démarrant quelques minutes après 04:00 TU est identifiée par l'ensemble des technologies. L'onde de Lamb formée vers 04:15 TU et se propageant globalement a été imagée à l'échelle du territoire métropolitain au sol grâce au réseau de stations de Météo-France (voir section 3.1) et au réseau de capteurs GNSS (voir section 3.6). Ces deux réseaux nationaux offrent des contraintes complémentaires sur la distribution verticale de l'énergie de l'onde de Lamb. Ces contraintes, accompagnées de travaux sur les plateformes aéroportées (voir section 3.2), permettraient en principe de mieux contraindre l'altitude et la nature exacte du forçage ayant généré cette onde.

L'imagerie satellitaire a suivi en temps réel l'extension du panache de gaz et de cendres, permettant de contrôler la dangerosité éventuelle de l'événement pour l'aviation civile (voir sections 5.2 et 5.3). Les plateformes spatiales ont permis d'analyser les différents gaz (principalement du soufre et de l'eau) injectés jusqu'à près de 60 km d'altitude (voir section 4.4). Les lidars spatiaux et au sol ont apporté un profilage vertical détaillé et la caractérisation des aérosols transportés (voir sections 4.2 et 4.3). Cette éruption se distingue essentiellement par une injection massive d'eau dans la stratosphère dont l'impact radiatif (un refroidissement de 4 K par émission infrarouge) a entraîné une modification de la circulation de grande échelle dans la moyenne atmosphère durant plusieurs mois après l'éruption d'après les produits de réanalyses météorologiques, et un possible réchauffement net du système climatique (voir section 4.4).

Le caractère exceptionnel de l'éruption s'est traduit en surface par un tsunami localement destructeur avec une hauteur de *run-up* mesurée à plus de 10 m et, à l'échelle globale, par la propagation d'un tsunami généré par la perturbation de l'atmosphère associée principalement à l'onde de Lamb produite par l'explosion. Forcé par cette onde, dont la vitesse de propagation a dicté la propagation des vagues (~1000 km/h), le tsunami (dit météo-tsunami) a été mesuré et modélisé jusqu'aux antipodes, en mer Méditerranée (voir section 3.5).

Cet évènement rappelle que les systèmes d'alerte aux tsunamis (voir section 5.1) ne sont pas conçus pour traiter ceux générés par un autre phénomène que les séismes. Les séismes sont cependant responsables de la grande majorité des tsunamis destructeurs, avec des effets majeurs encore possibles à des milliers de kilomètres. Pour les autres mécanismes de génération des tsunamis, seule une surveillance permanente du niveau de la mer, et des effets des couplages possibles (atmosphère, ionosphère), pourrait renseigner sur une propagation de tsunami en cours. Dans cet objectif, les réseaux marégraphiques devraient se densifier près des sources potentielles, complétés par des réseaux de mesure au large (capteurs de pression au fond de la mer, localisés ou le long de câbles sous-marins, flotteurs GNSS). Des moyens indirects sont envisagés (par exemple, signature ionosphérique ou données de navigation des avions et navires), mais font encore l'objet de travaux pour évaluer leur mise en œuvre opérationnelle.

6.2 Énergie : des méthodes et des résultats complémentaires

La pluralité des méthodes proposées dans la littérature rappelle la complexité de l'exercice d'estimation d'une énergie à la source et situe la quantité d'énergie libérée à la source éruptive entre la dizaine et quelques centaines de mégatonnes (eq. TNT). Le réseau du SSI a permis d'évaluer une énergie de l'ordre de 110 Mt pour l'éruption du 15 janvier 2022 du HTHH, à l'aide de travaux hérités du temps des essais nucléaires atmosphériques, les observations ballons suggérant une énergie moindre (quelques dizaines de Mt) dans le cas d'une source d'altitude (voir section 3.4).

La littérature scientifique permet de constater l'incertitude qui demeure sur cette estimation. Par exemple, Adushkin et al. (2022) estiment l'énergie aux environs de 200 Mt à partir d'une formule reliant la fréquence caractéristique du maximum d'énergie à l'énergie de la source (Rybnov et al., 2021), formule développée dans le cadre de la propagation des ondes d'acoustique-gravité et appliquée à deux capteurs microbarométriques situés à 15,000 km du HTHH. Une estimation de l'ordre de 300 Mt, obtenue à partir de la théorie PP71 (section 3.4), est proposée par Kulichkov et al. (2022), mais leur utilisation de la théorie ne laisse pas entrevoir un respect des hypothèses sous-jacentes à son développement, conduisant à ce qui semblerait être une surestimation de l'énergie. Diaz and Rigby (2022) développent une relation empirique sur la base des amplitudes mesurées des éruptions du Mont Saint-Helens (Donn and Balachandran, 1981) et de la Tsar Bomba (AIEA, 2004) pour parvenir à une estimation de ~60 Mt. Cette dernière estimation est intéressante car elle ne se base sur aucun élément théorique et ne dépend donc pas a priori du positionnement en surface ou non de la source, ni de la géométrie de cette dernière, faisant usage de donnée volcanique et d'explosion atmosphérique. Le jeu de données utilisé demeure néanmoins limité. Des travaux de simulations de l'éruption, notamment en champ proche, et du couplage avec les couches atmosphériques, ainsi qu'une utilisation de jeux de données complémentaires, permettront de statuer plus avant sur les niveaux d'énergie libérée et sur la nature de la source de l'onde de Lamb planétaire ainsi générée.

Parmi les autres estimations d'énergie, on pourra citer la magnitude sismique enregistrée à 5.8³⁴ et plus récemment revue à la hausse 6.3 (Thurin et al., 2022), qui correspond à un évènement de seulement quelques 0.1 Mt. La magnitude est faible car s'il s'agit d'une explosion aérienne et le

³⁴ <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000gc8r/executive>

coefficient de couplage avec le sol est de l'ordre du pourcent. Les quelques centaines de kilotonnes correspondraient donc à quelques dizaines de Mt, plus proches des estimations « atmosphériques ».

Des analyses de la quantité d'eau injectée dans l'atmosphère indiquent une masse mobilisée de l'ordre de 140 Gkg (Xu et al., 2022). Un calcul rapide prenant en compte la chaleur latente de vaporisation de l'eau indique que l'énergie nécessaire est alors de l'ordre de 8 Mt, en cohérence avec la valeur de 10 Mt suggérée par Dolgikh et al. (2022) sur cet aspect. Cette valeur constitue sûrement une borne basse de l'énergie, une partie des échanges n'étant pas incluse. Une autre étude s'intéressant au panache et au volume déplacé propose une énergie entre 4 et 18 Mt (Yuen et al., 2022). L'analyse du terme source menée par Poli and Shapiro (2022) indique un VEI de 6 et une énergie au moins égale à celle du Pinatubo.

L'analyse des perturbations ionosphériques liées à l'éruption (Astafyeva et al., 2022) (voir section 3.6) indique qu'au moins cinq explosions ont eu lieu entre 4 et 5 h TU, avec un événement majeur à 04:05:54 TU dégageant une énergie comprise entre 9 et 37 Mt. Le mélange soudain eau-magma a certainement conduit à l'évènement d'amplitude maximale.

Enfin, sur la base d'une approche empirique, déterminant la perturbation initiale du niveau de la mer, et d'un code de propagation de tsunami, une énergie à la source de l'ordre 25 Mt est estimée pour l'explosion sous-marine (Pakoksung et al., 2022). La pertinence du modèle repose sur une comparaison jugée satisfaisante de l'amplitude des vagues en certains points dotés de marégraphes. Cette analyse est assez qualitative, et d'autres simulations à des énergies supérieures semblent également recevables. Un autre travail sur les enregistrements marégraphiques à grande distance et la mesure acoustique en Nouvelle-Zélande (Omira et al., 2022) suggère que l'énergie du volcan est 2.5 fois moindre que celle du Krakatau soit de l'ordre de 40 à 60 Mt. Il n'est cependant pas clair dans quelle mesure l'énergie considérée pour le forçage de la déformation de l'eau libre ci-dessus peut être assimilée à celle estimée à partir d'observations des ondes atmosphériques. L'onde de Lamb est déclenchée par le forçage de la colonne atmosphérique ; des effets de la géométrie du jet et de la distribution verticale de l'énergie devraient a priori intervenir dans le cadre de simulations.

Des simulations du couplage atmosphère-océan inspirés de Harkrider and Press (1967) pour l'éruption du Krakatau de 1883, contraints simultanément par les observations atmosphériques de l'onde de Lamb et ses effets mesurés (bouées, marégraphes), permettraient de discuter la validité des estimations évoquées ci-dessus.

7 Conclusion

L'éruption du volcan HTHH représente une occasion unique, depuis le début de l'ère instrumentale moderne, d'étudier une éruption de ce type dans toute sa complexité. Elle donne la possibilité d'identifier des précurseurs possibles menant à la formation de calderas et de caractériser les processus géologiques et érosifs qui modèlent la physionomie des volcans, en particulier sous-marins. Ces études combinant des observations géophysiques multi-technologiques, des analyses sur site des matériaux éruptifs et des relevés bathymétriques permettent de mieux comprendre l'histoire géologique du volcanisme et de leur impact sur l'environnement et le climat (Robock, 2000 ; Schindell et al. 2004 ; Carn et al., 2021).

Des observations atmosphériques sans précédents ont été enregistrées, mettant à l'épreuve notre compréhension du comportement des enveloppes fluides de notre planète ainsi que de leur couplage, et nos capacités de simulations. Elles ont mis en avant l'apport des réseaux d'observation et leur complémentarité, révélant des modes de propagation très rarement observés comme l'onde de Lamb planétaire évoquée ici, voire jamais observés auparavant (Watanabe et al., 2022).

L'onde atmosphérique planétaire, inédite depuis l'éruption du Krakatau en 1883, et le déclenchement d'un tsunami atmosphérique, ou météo-tsunami, associé, rappellent le besoin d'anticipation et de surveillance de ces phénomènes induits par de violentes éruptions (Denamiel et al., 2022). Au-delà du seul cas des éruptions volcaniques, la nécessité de la prévision des météo-tsunamis en général et de leur surveillance (Pattiaratchi et al., 2015), au même titre que les prévisions météorologiques, apparaît au grand jour.

Le système temporaire de surveillance de tsunami, pourtant bien déployé autour du volcan HTHH, était focalisé sur les tsunamis d'origine sismique et ne permettait pas d'interpréter tous les signaux. Cette note démontre la capacité actuelle à caractériser l'éruption et la physique des ondes : il semble important que les systèmes d'alerte puissent davantage intégrer des données complémentaires afin de s'adapter au scénario d'éruption. De plus, les réseaux de mesures doivent encore se densifier, près des édifices en particulier, et plus généralement au large où les capteurs restent encore trop peu nombreux, bien qu'ils soient utiles pour suivre tout type de tsunami.

L'événement du 15 janvier 2022 souligne par-dessus tout l'importance de l'échange rapide d'informations entre les plateformes d'observation nationales ou internationales et les observatoires locaux, afin de prévenir, préparer et d'alerter la sécurité civile et les populations lors d'éruptions volcaniques de cette envergure. Il rappelle également le besoin de surveillance des volcans les moins instrumentés mais potentiellement dangereux (Cassidy and Mani, 2022).

Références

- Adushkin, V. V., Y. S. Rybnov, and A. A. Spivak (2022). Geophysical effects of the eruption of Hunga–Tonga–Hunga–Ha’apai volcano on January 15, 2022. *Dokl. Earth Sci.*, <https://doi.org/10.1134/S1028334X22060034>.
- AIEA (2004). Nuclear Explosions in the USSR: The North Test Site, Reference Material, rapport, Agence internationale de l'énergie atomique (Division of Nuclear Safety and Security), version 4, décembre 2004, 136 p., https://www.anilkakodkar.in/nuclear_pdf/nuclear_tests_in_ussr.pdf#page=10.
- Ablain, J. Dorandeu, P-Y Le Traon and Anthony Sladen (2006), High resolution altimetry reveals new characteristics of the December 2004 Indian Ocean tsunamis, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 33, L21602, <https://doi.org/10.1029/2006GL027533>
- Andrews, R. G. (2022). Tonga shock wave created tsunamis in two different oceans. *Science News*, <https://doi.org/10.1126/science.ada0562>.
- Annunziato, A. (2022). Tsunami detection model for sea level measurement devices, *Geosciences*, 12, <https://doi.org/10.3390/geosciences12100386>.
- Astafyeva, E., B. Maletkii, T. Mikesell, et al. (2022). The 15 January 2022 Hunga Tonga eruption history as inferred from ionospheric observations. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL098827>.
- Baron, A., P. Chazette, S. Khaykin, et al. (2022). Early evolution of the Hunga-Tonga stratospheric aerosol plume observed by lidar at La Réunion (21°S, 55°E). *Earth Space Sci.*, preprint available at Earth Space Sci. Open Archive, <https://doi.org/10.1002/essoar.10512319.1>.
- Boichu M. and Mathurin, T. (2022). VolcPlume Portal. [InteractiveResource], AERIS, <https://doi.org/10.25326/362>.
- Briggs, M. S., S. Lesage, C. Schultz, et al. (2022). A terrestrial gamma-ray flash from the 2022 Hunga Tonga–Hunga Ha'apai volcanic eruption. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL099660>.
- Cahyadi, M. N., and K. Heki (2015). Coseismic ionospheric disturbance of the large strike-slip earthquakes in North Sumatra in 2012: Mw dependence of the disturbance amplitudes. *Geophys. J. Int.*, <https://doi.org/10.1093/gji/ggu343>.
- Carn, S. A., P. A. Newman, V. Aquila, H. Gonnermann, and J. Dufek (2021), Anticipating climate impacts of major volcanic eruptions, *Eos*, 102, <https://doi.org/10.1029/2021EO162730>.
- Carr, J. L., A. Horvath, D. L. Wu, and M. D. Friberg (2022). Stereo plume height and motion retrievals for the record-setting Hunga Tonga-Hunga Ha’apai eruption of 15 January 2022. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL098131>.
- Carvajal, M., I. Sepúlveda, A. Gubler, et al. (2022). Worldwide signature of the 2022 Tonga volcanic tsunamis. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL098153>
- Casadevall, T.J. (1994). The 1989–1990 eruption of Redoubt Volcano, Alaska: impacts on aircraft operations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90038-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90038-8).
- Cassidy, M., and L. Mani (2022). Prepare now for big eruptions. *Nature*, <https://doi.org/10.1038/d41586-022-02177-x>.
- Choi, B., E. Pelinovsky, K. Kim et al. (2003), Simulation of the trans-oceanic tsunami propagation due to the 1883 Krakatau volcanic eruption, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 321-332, <https://nhess.copernicus.org/articles/3/321/2003/nhess-3-321-2003.pdf>.
- Clerbaux, C., Boynard, A., Clarisse, L., George, M., Hadji-Lazaro, J., Herbin, H., Hurtmans, D., Pommier, M., Razavi, A., Turquety, S., Wespes, C., and Coheur, P.-F.: Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6041–6054, <https://doi.org/10.5194/acp-9-6041-2009>, 2009
- Coy, L., P. Newman, K. Wargan, et al. (2022). Stratospheric circulation changes associated with the Hunga Tonga–Hunga Ha'apai eruption. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1002/essoar.10512388.1>.

- Cronin, S. J., M. Brenna, I. Smith, et al. (2017). New volcanic island unveils explosive past. *Eos* 98, <https://doi.org/10.1029/2017EO076589>.
- Denamiel, C., Vasylykevych, S., Žagar, N., Zemunik, P., & Vilibić, I. (2022). Destructive potential of planetary meteotsunami waves beyond the Hunga Tonga–Hunga Ha’apai volcano eruption, *Bulletin of the American Meteorological Society* (published online ahead of print 2022). Retrieved Dec 5, 2022, from <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/aop/BAMS-D-22-0164.1/BAMS-D-22-0164.1.xml>
- Díaz, J. S., and S. E. Rigby (2022). Energetic output of the 2022 Hunga Tonga–Hunga Ha’apai volcanic eruption from pressure measurements. *Shock Waves*, <https://doi.org/10.1007/s00193-022-01092-4>.
- Dolgikh, G., S. Dolgikh, and V. Ovcharenko (2022). Initiation of infrasonic geosphere waves caused by explosive eruption of Hunga Tonga–Hunga Ha’apai volcano. *J. Mar. Sci. Eng.*, <https://doi.org/10.3390/jmse10081061>.
- Donn, W. L., and N. K. Balachandran (1981). Mount St. Helens eruption of 18 May 1980: air waves and explosive Yield. *Nature*, <https://doi.org/10.1126/science.213.4507.539>
- Esposti Ongaro, T., de'Michieli Vitturi, M., Cerminara, M., Fornaciai, A., Nannipieri, L., Favalli, M., ... and Escalante, C. (2021). Modeling Tsunamis Generated by Submarine Landslides at Stromboli Volcano (Aeolian Islands, Italy): A Numerical Benchmark Study. *Frontiers in Earth Science*, 9, 628652.
- Faugere, Y., R. Husson, C. Busche, G. Dibarboure, L. Rolland, A. Sladen, E. Munaibari (2022), The 2022 Honga Tonga Tsunami monitored by satellite altimetry and SAR, Presentation at Ocean Surface Topography Science Team Meeting, [Link to OSTST Presentation](#)
- Francis, S. H. (1973). Acoustic-gravity modes and large-scale traveling ionospheric disturbances of a realistic, dissipative atmosphere. *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/JA078i013p02278>.
- Garvin, J. B., D. A. Slayback, V. Ferrini, et al. (2018). Monitoring and modeling the rapid evolution of earth's newest volcanic island: Hunga Tonga Hunga Ha’apai (Tonga) using high spatial resolution satellite observations. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1002/2017GL076621>.
- Global Volcanism Program (2015). Report on Hunga Tonga–Hunga Ha’apai (Tonga). In: Wunderman, R. (Ed.), *Bulletin of the Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, <https://doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN201501-243040>.
- Gossard, E. E., and W. H. Hooke (1975). *Waves in the Atmosphere*. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Oxford, New York.
- Gusman, A. R., J. Roger, C. Noble, et al. (2022). The 2022 Hunga Tonga–Hunga Ha’apai Volcano Air-Wave Generated Tsunami. *Pure Appl. Geophys*, <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03154-1>.
- Harkrider, D., and F. Press (1967). The Krakatau air-sea waves: an example of pulse propagation in coupled systems. *Geophys. J. Int.*, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1967.tb02150.x>.
- Heidarzadeh, M., A. R. Gusman, T. Ishibe, et al. (2022). Estimating the eruption-induced water displacement source of the 15 January 2022 Tonga volcanic tsunami from tsunami spectra and numerical modelling. *Ocean Engineering*, <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2022.112165>.
- Heinrich, P., A. Jamelot, A. Cauquis, et al. (2021). Taitoko, an advanced code for tsunami propagation, developed at the French Tsunami Warning Centers. *European Journal of Mechanics-B/Fluids*, <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2021.03.001>.
- Heinrich, P., A. Gailler, A. Dupont, et al. (2022). Observation and simulation of the meteotsunami generated in the Mediterranean Sea by the Tonga eruption on 15 January 2022, in revision for *Geophys. J. Int.*
- Hutchins, M. L., et al. (2012). Relative detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network. *Radio Science*, <https://doi.org/10.1029/2012RS005049>.
- Jingyuan, X. D. Li, Z. Bai, et al. (2022). Large amounts of water vapor were injected into the stratosphere by the Hunga Tonga–Hunga Ha’apai volcano eruption. *Atmosphere*, <https://doi.org/10.3390/atmos13060912>.
- Khaykin, S., A. Podglajen, F. Ploeger, et al. (2022). Global perturbation of stratospheric water and aerosol burden by Hunga eruption. accepted in *Communications Earth & Environment*, preprint available at Research Square, <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1864748/v1>.
- Kieffer, S. (1981). Blast dynamics at Mount St Helens on 18 May 1980. *Nature*, <https://doi.org/10.1038/291568a0>.

- Kubota, T., T. Saito, and K. Nishida (2022). Global fast-traveling tsunamis driven by atmospheric Lamb waves on the 2022 Tonga eruption. *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.abo4364>.
- Kulichkov, S. N., I. P. Chunchuzov, O. E. Popov, et al. (2022). Acoustic-gravity Lamb waves from the eruption of the Hunga-Tonga-Hunga-Hapai volcano, its energy release and impact on aerosol concentration and tsunami. *Pure Appl. Geophys.*, <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03046-4>.
- Le Bras, R. J., M. Zampolli, and D. Metz, et al. (2022). The Hunga Tonga–Hunga Ha’apai eruption of 15 January 2022: observations on the International Monitoring System (IMS) hydroacoustic stations and synergy with seismic and infrasound sensors, *Seism. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1785/0220220240>.
- Legras, B., C. Duchamp, P. Sellitto, et al. (2022). The evolution and dynamics of the Hunga Tonga plume in the stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-517>.
- Lynett, P., McCann, M., Zhou, Z. *et al.* Diverse tsunamigenesis triggered by the Hunga Tonga-Hunga Ha’apai eruption. *Nature* **609**, 728–733 (2022). <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05170-6>
- Maletckii, B., and E. Astafyeva, (2022). Near-real-time analysis of the ionospheric response to the 15 January 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption. *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2022JA030735>.
- Matoza, R., D. Fee, J. Assink, et al. (2022). Atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January 2022 Hunga eruption, Tonga, *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.abo7063>.
- McKee, K., et al. (2021). Evaluating the state-of-the-art in remote volcanic eruption characterization Part I: Raikoke volcano, Kuril Islands. *J. Volc. Geotherm. Res.*, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107354>.
- Mialle, P., D. Brown, and N. Arora (2019). Advances in Operational Processing at the International Data Centre; in: Le Pichon, A., Blanc, E., and Hauchecorne, A. (Eds), *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies – Challenges in Middle-atmosphere Dynamics and Societal Benefits*, Springer, 209-248, https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_6.
- Millan, L., M. L. Santee, A. Lambert, et al. (2022). Hunga Tonga-Hunga Ha'apai hydration of the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL099381>.
- Omira, R., R. S. Ramalho, J. Kim, et al. (2022). Global Tonga tsunami explained by a fast-moving atmospheric source. *Nature*, <https://doi.org/10.1038/s41586-022-04926-4>.
- Pakoksung, K., A. Suppasri, and F. Imamura (2022). The near-field tsunami generated by the 15 January 2022 eruption of the Hunga Tonga-Hunga Ha’apai volcano and its impact on Tongatapu, Tonga. *Sci. Rep.*, <https://doi.org/10.1038/s41598-022-19486-w>
- Paris, A., Heinrich, P., Paris, R., and Abadie, S. (2020). The December 22, 2018 Anak Krakatau, Indonesia, landslide and tsunami: preliminary modeling results. *Pure and Applied Geophysics*, 177(2), 571-590. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02394-y>
- Pattiaratchi C. B, and E. M. Wijeratne (2015). Are meteotsunamis an underrated hazard?. *Phil. Trans. R. Soc.*, <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0377>.
- Pierce, A., and J. Posey (1971). Theory of the excitation and propagation of Lamb's atmospheric edge mode from nuclear explosions. *Geophys. J. Int.*, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb03406.x>.
- Podglajen, A., A. Le Pichon, R. Garcia, et al. (2022). Stratospheric balloon observations of infrasound waves from the January 15 2022 Hunga eruption, Tonga. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL100833>.
- Poli, P., and N. Shapiro (2022). Rapid characterization of large volcanic eruptions: measuring the impulse of the Hunga Tonga explosion from teleseismic waves. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL098123>.
- Press, F., and D. Harkrider (1966). Air-sea waves from the explosion of Krakatau. *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.154.3754.1325>
- Proud S.R., A.T. Prata and S. Schmauss (2022), The January 2022 eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha’apai volcano reached the mesosphere. *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.abo4076>
- Rey, V., Dufresne, C., Fuda, J. L., Mallarino, D., Missamou, T., Paugam, C., Rougier, G., and I., Taupier-Letage (2020): On the use of long term observation of water level and temperature along the shore for a better

- understanding of the dynamics: Example of Toulon area, France. *Ocean Dyn.*, 70 (7), 913-933 <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01363-7>.
- Rey, V., Paugam, C., Dufresne, C., Mallarino, D., Missamou, T., Fuda, J. L., Seiches à l'échelle de baies : origines et identification des périodes propres d'oscillations à partir des données d'observations sur le long terme en Provence à partir du réseau HTM-NET, *XVIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Chatou*, 2022, <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2022.093>.
- Robock, A. (2000), Volcanic eruptions and climate, *Rev. Geophys.*, 38(2), 191–219, <https://doi.org/10.1029/1998RG000054>.
- Rolland, L. M., P. Lognonné, E. Astafyeva, E., et al. (2011). The resonant response of the ionosphere imaged after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets and Space*, <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.020>.
- Rybnov, Y. S., A. A. Spivak, and V. A. Kharlamov (2021). Analysis of methods for estimating the energy of sources of acoustic-gravity waves in the earth's atmosphere. *Izv., Phys. Solid Earth*, <https://doi.org/10.1134/S1069351321050189>.
- Said, R. K., M. B. Cohen, and U. S. Inan (2013). Highly intense lightning over the oceans: estimated peak currents from global GLD360 observations. *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50508>.
- Shindell, D. T., et al. (2004), Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600, *J. Geophys Res.*, 109, D05104, <https://doi.org/10.1029/2003JD004151>.
- Schindelé, F., A. Gailler, H. Hébert, A. Loevenbruck, E. Gutierrez, A. Monnier, P. Roudil, D. Reymond, L. Rivera, Implementation and Challenges of the Tsunami Warning System in the Western Mediterranean, *Pure and Applied Geophysics*, 172 (2015), 821–833, <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0950-4>
- Sellitto, P., Podglajen, A., Belhadji, R. et al. The unexpected radiative impact of the Hunga Tonga eruption of 15th January 2022. *Commun Earth Environ* 3, 288 (2022). <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00618-z>
- Schoeberl, M. R., Y. Wang, R. Ueyama, et al. (2022). Analysis and impact of the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai stratospheric water vapor plume. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL100248>.
- Sigl, M., M. Winstrup, and J. McConnell (2015). Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature*, <https://doi.org/10.1038/nature14565>.
- Thomas, B., J. Roger, Y. Gunnell, and S. Ashraf (2022), A method for planning disaster risk management and calibrating disaster relief efforts: application to the 2009 and 2022 Tonga tsunamis. Springer, *Geoenvironmental Disasters*, preprint available at <https://assets.researchsquare.com/files/rs-1953035/v1/9ad9d251-1160-45e7-9a9e-fd065424ce57.pdf?c=1660755682>.
- Stevens J. L., I. I., Divnov, D. A. Adams, et al. (2002). Constraints on infrasound scaling and attenuation relations from soviet explosion data, in: Der, Z.A., Shumway, R.H., Herrin, E.T. (Eds), *Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: data processing and infrasound*. Pageoph Topical Volumes. Birkhäuser, Basel. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8144-9_8.
- Symons, G. J. (Ed.) (1888). The eruption of Krakatau and subsequent phenomena. Report of the Krakatau Committee of the Royal Society.
- Taha, G., R. Loughman, P. R. Colarco, et al. (2022). Tracking the 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai aerosol cloud in the upper and middle stratosphere using space-based observations. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL100091>.
- Tahira, M., M. Nomura, Y. Sawada, et al. (1996). Infrasonic and acoustic-gravity waves generated by the Mount Pinatubo eruption of June 15, 1991. FIRE and MUD: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines, <https://pubs.usgs.gov/pinatubo/tahira/>.
- Themens, D. R., C. Watson, N. Žagar, et al. (2022). Global propagation of ionospheric disturbances associated with the 2022 Tonga Volcanic Eruption. *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2022GL098158>.
- Thurin, J., C. Tape, and R. Modrak (2022). Multi-event explosive seismic source for the 2022 Mw 6.3 Hunga Tonga submarine volcanic eruption. *The Seismic Record*, <https://doi.org/10.1785/0320220027>.
- Vaughan, R. G., and P. W. Webley (2010). Satellite observations of a surtseyan eruption: Hunga Ha'apai, Tonga. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.017>.

- Vergoz, J., P. Hupe, and C. Listowski, et al. (2022), IMS observations of infrasound and acoustic-gravity waves produced by the January 2022 volcanic eruption of Hunga, Tonga: a global analysis, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117639>.
- Selva, J., et al., Tsunami risk management for crustal earthquakes and non-seismic sources in Italy, *La Rivista del Nuovo Cimento* (2021) 44:69–144, <https://doi.org/10.1007/s40766-021-00016-9>
- UNOSAT (2022) 15 January 2022 volcanic eruption and tsunامي. Preliminary satellite-based comprehensive damage assessment report. Tongatapu, Eua, and Ha’apai divisions of the Kingdom of Tonga. United Nations Satellite Centre (UNOSAT) report, <https://reliefweb.int/sites/reliefweb.int/>.
- Voiland, A. (2022). Dramatic Changes at Hunga Tonga-Hunga Ha’apai. <https://earthobservatory.nasa.gov/images/149367/dramatic-changes-at-hunga-tonga-hunga-haapai>
- Vömel, H., S. Evan, and M. Tully (2022). Water vapor injection into the stratosphere by Hunga Tonga-Hunga Ha’apai. *Science*, <https://www.science.org/doi/10.1126/science.abq2299>.
- Watanabe, S., Hamilton, K., Sakazaki, T., & Nakano, M. (2022). First Detection of the Pekeris Internal Global Atmospheric Resonance: Evidence from the 2022 Tonga Eruption and from Global Reanalysis Data, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 79(11), 3027-3043. Retrieved Nov 10, 2022, from <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/79/11/JAS-D-22-0078.1.xml>
- Waxler, R., and J. Assink (2019), Propagation modeling through realistic atmosphere and benchmarking; in: Le Pichon, A., Blanc, E., and Hauchecorne, A. (Eds), *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies – Challenges in Middle-atmosphere Dynamics and Societal Benefits*, Springer, 509-550, https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5_6.
- Witze, A. (2022), Why the Tongan eruption will go down in the history of volcanology, *Nature*, <https://doi.org/10.1038/d41586-022-00394-y>.
- Wright, C. J., N. P. Hindley, M. J. Alexander, et al. (2022). Surface-to-space atmospheric waves from Hunga Tonga–Hunga Ha’apai eruption. *Nature*, <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05012-5>.
- Xu, J.; Li, D.; Bai, Z.; Tao, M.; Bian, J. Large Amounts of Water Vapor Were Injected into the Stratosphere by the Hunga Tonga–Hunga Ha’apai Volcano Eruption. *Atmosphere* 2022, 13, 912. <https://doi.org/10.3390/atmos13060912>
- Yuen D., A. Melissa, F. Spera, et al. (2022). Under the surface: pressure-induced planetary-scale waves, volcanic lightning, and gaseous clouds caused by the submarine eruption of Hunga Tonga – Hunga Ha’apai volcano. *Earthquake Research Advances*, <https://doi.org/10.1016/j.eqrea.2022.100134>.
- Yunqian, Z., C. Bardeen, S. Tilmes, et al. (2022). Perturbations in stratospheric aerosol evolution due to the water-rich plume of the 2022 Hunga-Tonga eruption. *Nature Commun. Earth Environ.*, <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00580-w>.
- Zhang, S. R., J. Vierinen, L. P. Goncharenko, et al. (2022). Tonga volcanic eruption induced global propagation of ionospheric disturbances via Lamb waves. *Front. Astron. Space Sci.*, <https://doi.org/10.3389/fspas.2022.871275>.