



HAL
open science

Détection, localisation et caractérisation des évènements Very Low Frequency (VLF) de la crise sismo-volcanique de Mayotte (2018-2022)

Angèle Laurent

► **To cite this version:**

Angèle Laurent. Détection, localisation et caractérisation des évènements Very Low Frequency (VLF) de la crise sismo-volcanique de Mayotte (2018-2022). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris Cité, 2023. Français. NNT : 2023UNIP7123 . tel-04574591

HAL Id: tel-04574591

<https://theses.hal.science/tel-04574591>

Submitted on 14 May 2024

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.

Université Paris Cité
Institut Physique du Globe de Paris
École doctorale Sciences de la Terre et de l'Environnement et Physique de
l'Univers, STEP'UP n°560

**Détection, localisation et
caractérisation des
événements
Very Low Frequency (VLF)
dans la crise sismo-volcanique
de Mayotte (2018-2022)**

Par Angèle LAURENT

Thèse de doctorat de Sismologie

Dirigée par Pascal BERNARD
Et Claudio SATRIANO

Soutenue le 14 avril 2023

Devant un jury composé de :

Pascal BERNARD.....Physicien CNAP, IPGP, directeur de thèse.
Ana FERREIRA..... Professeur, University College London, rapporteuse.

Piero POLI.....Professeur assistant, Università di Padova, rapporteur.
Valérie CAYOL..... Chargée de Recherches, Université Clermont-Auvergne,
examinatrice.
Cécile DOUBRE..... Physicienne-Adjointe, IPGS, examinatrice.
Nathalie FEUILLET.....Professeur, IPGP, examinatrice.
Zacharie DUPUTEL.....Chargé de Recherches, IPGP, invité.
Claudio SATRIANO.....Physicien Adjoint, IPGP, invité.

Résumé

Le 11 Novembre 2018, un signal très énergétique décrivant une oscillation ininterrompue pendant plus de 25 min (2000 s), monochromatique à 15 s de période, est mondialement enregistré. Ce signal très basse fréquence (nommé *Very Low Frequency*, VLF) est d'abord associée à des ondes de surface télé-sismique. Or, par ses caractéristiques, cette sismicité s'intègre comme une composante clef à la compréhension de la dynamique interne du système magmatique de Mayotte (archipel des Comores, océan Indien).

La ré-activation de ce dernier a conduit à la formation d'un large édifice volcanique sous-marin, nommé Fani Maoré, découvert au cours de la première campagne océanographique (N/O Marion Dufresne, Mai 2019). La naissance du volcan s'est accompagné d'une intense activité sismique, inhabituelle pour le contexte tectonique régional calme, qui s'est initiée le 10 Mai 2018 et qui perdure aujourd'hui (Janvier 2023).

Les signaux sismiques transitoires basses fréquences et les trémors observés en contexte volcanique traduisent de la dynamique interne du système magmatique profond et superficiel. Parmi les différents types de sismicité impliquant la présence et la migration de fluides en contexte volcanique, la signature sismique de sources résonantes revêt des aspects qui lui son propre. La caractérisation fine et l'analyse sismologique de cette dernière renseigne alors sur la mécanique et la géométrie de la source, ainsi que sur les propriétés des fluides impliqués.

Cette thèse est une étude approfondie des signaux VLF de la crise sismo-volcanique de Mayotte, depuis l'observation fine du signal sismique jusqu'au mécanisme à la source.

Dans un premier temps, nous présenterons les méthodes alternatives développées pour détecter, caractériser et localiser les signaux VLF, prenant en compte leurs caractéristiques non conventionnelles qui ne permettent pas d'utiliser les outils sismologiques habituels.

Le réseau instrumental local, étendu à terre et en mer par le REVOSIMA [Réseau de Surveillance Volcanologique et Sismologique de Mayotte], sera bénéfique à cette étude, où l'apport des données des capteurs de pression large bande, OBH [*Ocean Bottom Hydrophones*], déployés au cours des seize campagnes océanographiques (2019-2022) s'est révélé indispensable. L'analyse phénoménologique du signal, la construction d'un détecteur et d'une méthode de localisation par rétro-projection spatiale 3D, nous permettrons de recenser, caractériser et localiser plus de 780 évènements VLF entre Juin 2018 et Janvier 2022. La période et l'amplitude de l'oscillation dominante, la durée d'émergence et de la décroissance exponentielle seront retranscrits par des attributs, dont les tendances à long terme pourront être évaluées.

La méthode de localisation, robuste en horizontale, sera insuffisante pour contraindre de façon précise la position verticale de la source des signaux VLF. Or, l'épicentre des VLF a été localisé dans le centre asismique de l'essai Proximal (relativement à Mayotte), à l'aplomb d'une

structure géologique sous-marine présentant des marques d'épisodes extensifs pouvant se relier à un effondrement de caldeira : Le Fer à Cheval.

Dans un second temps, nous utiliserons la caractérisation complète et l'inter-corrélation des formes d'onde à l'échelle locale pour extraire des informations sur la profondeur et le mécanisme de la source. Ces derniers seront déterminant à la compréhension du phénomène en cours à moins de 15 km des côtes Est de Mayotte (zone Proximale), en parallèle au phénomène qui a conduit à la récente (Juin-Juillet 2018) formation du volcan Fani Maoré, 40 km plus à l'Est (zone Distale).

D'abord, nous procédons à l'analyse du développement et de la propagation de l'onde très basse fréquence au sein du réseau local. Puis, via la modélisation cinématique du champ d'onde complet, nous reproduirons la vitesse et la polarisation des différentes phases du signal. Ainsi, nous serons en mesure de contraindre la profondeur et de caractériser le mécanisme de la source des signaux VLF.

Enfin, nous présentons nos hypothèses interprétatives sur les processus physiques qui ont conduit à provoquer la résonance d'une lentille magmatique à des profondeurs intermédiaires dans le large et complexe système magmatique de Mayotte, ré-activé lors de la crise sismo-volcanique (2018-2023).

Mots clefs : sismo-volcanologie, signaux très longue période, lentille magmatique, modélisation, CLVD

Abstract

On November 11, 2018, a strong energetic signal describing an continuous oscillation of more than 25 min (2000 s), monochromatic at 15 s of period, is worldwide recorded. This very low frequency (VLF) signal is first associated with tele-seismic surface waves.

However, by its characteristics, this seismicity is seen as a key to the understanding of the internal dynamics of Mayotte's the magmatic system (Comoros archipelago, Indian Ocean).

The re-activation of the magmatic system led to the formation of a large submarine volcanic edifice, named Fani Maoré, discovered during the first oceanographic campaign (R/V Marion Dufresne, May 2019). The birth of the volcano was preceded by an intense seismic activity, unusual for the regional tectonic context, which began on May 10, 2018 and is still continuing (January 2023). The transient low-frequency seismic signals and tremors observed in volcanic context reflect the internal dynamics of the deep and superficial magmatic system. Among the different types of seismicity, involving the presence and migration of fluids in a volcanic context, the seismic signature of resonant sources shows its own aspects. The accurate characterization and seismological analysis of the seismic signature then provides information on the mechanics and geometry of the source, as well as on the properties of the fluids involved.

This thesis is an in-depth study of the seismo-volcanic crisis VLF signals, from the observation to the source mechanism.

First, we will present the alternative methods developed to detect, characterize and locate VLF signals, taking into account their unconventional characteristics which don't allow the use of usual seismological tools.

The local instrumental network, extended on land and at sea by the REVOSIMA [Réseau de Surveillance Volcanologique et Sismologique de Mayotte], will be beneficial to this study, where the contribution of data from broadband pressure sensors, OBH [*Ocean Bottom Hydrophones*], deployed during the sixteen oceanographic campaigns (2019-2022) proved to be essential.

The phenomenological signal analysis, the construction of a detector and a localization method by 3D spatial back-projection, will allow us to identify, characterize and locate more than 780 VLF events between June 2018 and January 2022. The period and the amplitude of the dominant oscillation, the duration of the rising time and of the exponential decay will be transcribed by attributes, which the long-term evolution can be followed.

The localization method, robust in horizontal, will be insufficient to accurately constrain the VLF source's vertical position. However, the VLFs epicenter was located in the aseismic center of the Proximal swarm (relative to Mayotte), directly above an submarine geological structure showing signs of extensive episodes that could be linked to a caldera collapse : The Horseshoe. Second, we will use the complete characterization and the local waveforms cross-correlation to

extract information on the source's depth and mechanism. These will be decisive in understanding the ongoing phenomenon less than 15 km east of the Mayotte eastern coast (Proximal zone) along with the 40 km eastward (distal zone) phenomenon that led to the recent (June-July 2018) formation of the Fani Maoré volcano.

First, we analysed the VLFs development and propagation within the local network. Then, via the kinematic modeling of the complete wave field, we will reproduce the wave velocity and the polarization of the signal. Thus, we will be able to constrain and characterize the VLF source's mechanism and depth.

Finally, we present our interpretative hypotheses on the physical processes that led to the resonance of a magmatic lens at intermediate depths in the Mayotte's large and complex magmatic system, re-activated during the ongoing seismo-volcanic crisis (2018- 2023).

Mots clefs : seismo-volcanology, very long period event, magmatic sill, waveform modelling, CLVD

Table des matières

I	Introduction	1
II	État de l’art	19
1	Volcanisme dans l’archipel des Comores et formation du volcan Fani Maoré	21
1.1.	Formation de l’archipel des Comores	22
1.2.	Volcanisme de l’île de Mayotte	26
1.2.1.	Petite-Terre : les dernières traces du volcanisme	27
1.2.2.	La zone du Fer à Cheval	28
1.3.	Histoire éruptive du Fani Maoré (2018-2022)	29
1.3.1.	La découverte du volcan Fani Maoré (MAYOBS 1 - Mai 2019)	29
1.3.2.	Évolution de l’édifice principal et expansions latérales	30
	Annexe A : Nature des roches volcano-magmatiques de Mayotte	35
2	Suivi sismologique de la crise sismo-volcanique de Mayotte (2018-2022)	37
2.1.	Première année de la crise sismique	39
2.1.1.	Mise en place des deux essaims de sismicité	39
2.1.2.	Chronologie de la crise perçue par la déformation	41
2.1.3.	Amorce de la crise et alimentation profonde	44
2.1.4.	Sismicité très basse fréquence : les signaux VLF	45
2.2.	Esquisse des zones de stockage magmatique	46
2.2.1.	Développement du réseau de surveillance	46
2.2.2.	Dynamique de la sismicité distale (2019-2022)	48
2.2.3.	Dynamique de la sismicité proximale (2019-2022)	50
III	Phénoménologie des signaux VLF dans la crise sismique de Mayotte (2018-2022)	53
3	Caractérisation et catalogue des signaux VLF	55
3.1.	Données sismologiques	56
3.1.1.	Développement du réseau de stations (2018-2022)	56
3.2.	Méthodes de détection	59
3.2.1.	Détection par STA/LTA	59
3.2.2.	Détection par méthode spectrale	60
3.2.3.	Post-traitement : sélection des évènements et création du catalogue commun	62

3.2.4.	Création des attributs	63
3.3.	Catalogue des évènements VLF	67
3.3.1.	Évolution temporelle des évènements VLF (2018-2022)	67
3.3.2.	Évolution temporelle de l'énergie des évènements VLF	69
3.3.3.	Évolution du contenu fréquentiel	69
3.3.4.	Temps caractéristique de la décroissance exponentielle des signaux VLF	71
3.4.	Discussion	73
3.4.1.	Chronologie de la sismicité VLF	73
3.4.2.	Signaux VLF : trémors de la crise sismique de Mayotte	76
	Annexe B : Évènements VLF majeurs du catalogue	81
	Annexe C : Évolution temporelle des attributs majeurs du catalogue (2018-2022)	82
	Annexe D : Exemple d'une fausse détection	84
4	Localisation des signaux VLF	85
4.1.	Conversion physique des données OBH	86
4.2.	Méthode de <i>Back-Projection</i>	88
4.2.1.	Suppression des localisations peu contraintes	90
4.3.	Résultats de la méthode de <i>Back-Projection</i>	91
4.3.1.	Distribution hypocentrale des évènements VLF	94
4.3.2.	Localisation de l' <i>overtone</i> à 6 s	94
4.4.	Biais et incertitudes de la méthode de <i>Back-Projection</i>	95
4.5.	Hypothèses sur l'origine des signaux VLF	99
	Annexe E : Influence de la géométrie du réseau sur les résultats de la localisation	104
	Annexe F : Test de validation de la méthode de <i>Back-Projection</i>	107
	Annexe F.Bis : Sommation des grilles de probabilité de localisation	109
IV	Recherche de la profondeur et du mécanisme des signaux VLF	113
5	Analyse des signaux VLF au sein du réseau local	115
5.1.	Axi-symétrie de la source	116
5.2.	Vitesse de phase apparente	119
5.2.1.	Données sismologiques locales et méthodes	119
5.2.2.	Évolution des délais relatifs au sein du réseau local	123
5.2.3.	Discussion	127
5.3.	Polarisation du champ d'onde	128
5.3.1.	Données larges-bandes et méthode de caractérisation	128
5.3.2.	Évolution du champ d'onde au sein d'un réseau local	129
5.3.3.	Développement du champ d'onde des signaux VLF	132
	Annexe E : Influence des coordonnées épacentrales sur la profondeur	134
6	Modélisation cinématique de la source à l'échelle locale	137
6.1.	Modélisation de la forme d'onde des VLF à l'échelle locale	139
6.1.1.	Méthode de modélisation : Axitra	140

6.1.2.	Quantification de l'adéquation observé-simulé	145
6.1.3.	Paramètres de la modélisation des VLF à l'échelle locale	145
6.2.	Simulation de la vitesse de phase apparente	155
6.2.1.	Modélisation de la vitesse de phase apparente	155
6.3.	Discussion	164
6.3.1.	Sensibilité au type de mécanisme de source	164
6.3.2.	Sensibilité aux vitesses du milieu	165
6.3.3.	Mécanisme de la source des signaux basses fréquences	165
6.3.4.	Réduction des incertitudes sur la position hypocentrale	167
Annexe G : Illustration de la convolution		170

V Conclusion générale et perspectives 173

7 Discussion : profondeur et mécanique de la source des signaux VLF 175

7.1.	Incertitudes sur la profondeur de la source	176
7.1.1.	Limites de la méthode de <i>Back-Projection</i>	178
7.1.2.	Rayonnement de la source	179
7.1.3.	Vitesse de phase apparente et polarisation	179
7.1.4.	Modélisation du champ d'onde	180
7.2.	Résonance d'un réservoir magmatique intermédiaire à proximité de Mayotte . .	181
7.2.1.	Implications mécaniques d'un CLVD	181
7.2.2.	Nature des fluides oscillants	183
7.2.3.	Excitation énergétique de la résonance	185
7.2.4.	Dynamique et mécanique des processus en cours dans l'essai Proximal .	187
7.2.5.	Taille et volume du résonateur	187

Table des figures

0.1	Gravure coloriée de l'éruption de 1779 du Vésuve, publié dans <i>Campi Phlegraei : Observations on the Volcanoes of the Two Sicilies, as They Have Been Communicated to the Royal Society of London, (1776-1779)</i> , rédigé par William Hamilton.	4
0.2	Deux représentations graphiques et conceptuelles différentes du système magmatique d'un volcan. Figures extraites de [Sparks et al., 2019].	6
0.3	Signal sismique et spectrogramme d'un séisme volcano-tectonique, VT, enregistré à la station MCHI.	10
0.4	Signal sismique et spectrogramme d'un séisme longue-période, LP, enregistré à la station KNKL.	10
0.5	Signatures sismiques d'évènements détectés dans différents contextes volcaniques : au Kusatsu-Shirane (Japon), au Galeras (Colombie), au Kilauea (Hawaï) et au Reboubt (Alaska). Figure extraite de [Chouet and Matoza, 2013].	11
0.6	Propagation du signal sismique du VLF majeur du 11 Novembre 2018 à 09h25min sur les stations du réseau mondial.	13
0.7	Polarisation du signal VLF majeur du 11 Novembre 2018 perçue à la station YTMZ (Mayotte). Gauche Polarisation dans le plan vertical, i. e., la composante verticale est représentée graphiquement en fonction de la composante horizontale Est-Ouest. Droite Polarisation dans le plan horizontal, i. e., représentation graphique deux composantes horizontales, N-S en fonction E-O. La polarisation horizontale de l'onde est orientée vers la source, soit quasiment radiale.	14
0.8	Trois composantes (verticale (Z), radiale (R) et transverse (T)) du signal sismique du VLF majeur enregistré le 11 Novembre 2018 à la station YTMZ (Mayotte).	16
1.1	Carte tectonique de la région du canal du Mozambique, figure extraite de Famin et al. [2020].	23
1.2	Carte tectonique de l'archipel des Comores montrant l'état de contraintes de la région, extraite de Famin et al. [2020].	25
1.3	Carte bathymétrique de la ride volcanique à l'Est de Mayotte, interprétée en fonction de la nature des structures sous-marines.	26
1.4	Carte géomorphologique de la bathymétrie interprétée extrait de Puzenat et al. [2022].	28
1.5	Carte bathymétrique de l'évolution geomorphologique des coulées lors de l'édification du Fani Maoré, figure extraite de Berthod et al. [2022].	31
1.6	Diagramme de nomenclature de la composition chimique des laves de type alcalin-silice prélevées à Mayotte, extrait de Berthod et al. [2021].	35

2.1	Cartes de la sismicité entre le 10 Mai 2018 et le 15 Mai 2019 selon les localisations du BRGM, figures extraites de Lemoine et al. [2020].	40
2.2	Carte de l'apparition de la sismicité de l'essai Proximal, le 13 Juillet 2018 à ~ 13 km à l'Est des côtes de Petite-Terre et à $\sim 10-15$ km à l'Ouest de l'essai Distal (en gris) et ~ 30 km O du nouvel édifice volcanique (NVE, triangle rouge).	42
2.3	Scénario explicatif de la première année de la crise sismique basée sur l'analyse conjointe de la sismicité, des données GNSS et de la modélisation de la déformation, figures extraites de Lemoine et al. [2020].	44
2.4	Schéma conceptuel en cours d'élaboration.	47
2.5	Carte et coupes de la sismicité après re-localisation avec l'apport des phases des OBS et l'amélioration du modèle de vitesse régional, figure extraite de Lavaysière et al. [2022].	49
3.1	Carte topographique et bathymétrique de la région du canal du Mozambique des stations sismiques régionales.	57
3.2	Carte des stations du réseau local.	58
3.3	Méthode de détection par STA/LTA. Sismogramme filtré 10-20 s de la composante Z à la station MCHI, le 26 Février 2019, où 10 évènements VLF sur 11 sont détectés en 24h.	59
3.4	Méthode de détection spectrale. Étapes du processus de détection de l'évènement VLF du 26 Février 2019 à 23h22min à la station MCHI.	61
3.5	Première étape de la sélection des évènements VLF détectés, basée sur la valeur de la période dominante.	63
3.6	Deuxième sélection des évènements détectés entre le 2 Juin 2018 et le 22 Janvier 2022 sur la base de l'évolution de la période dominante en fonction du temps	64
3.7	Modélisation itérative de l'enveloppe de la forme d'onde pour l'évènement du 2 Février 2019 à 23h22min détecté à MCHI	66
3.8	Évolution temporelle des VLF et des attributs du catalogue entre le 2 Juin 2018 et le 1er Janvier 2022	68
3.9	Évolution temporelle de la période dominante et de l' <i>overtone</i> des évènements VLF du catalogue entre le 2 Juin 2018 et le 1er Janvier 2022.	70
3.10	Sismogramme et spectre de la composante verticale de l'évènement du 8 Mars 2019, 02h29min, à la station PMZI, pour la période dominante et pour l' <i>overtone</i> à ~ 6 s	72
3.11	Histogramme de la durée totale des évènements VLF contenus dans le catalogue entre le 02 Juin 2018 et le 1er Janvier 2022.	73
3.12	Sismogramme de la composante verticale de l'évènement du 18 Mars 2019, 10h34min, enregistré à la station PMZI.	74
3.13	Sismogramme de la composante verticale de l'évènement du 10 Septembre 2019, 17h01min, enregistré à la station MCHI.	82
3.14	Titre	83
3.15	Exemple d'une fausse détection rejetée lors du post-traitement.	84

4.1	Superposition des signaux sismiques des stations larges-bandes déconvolués en accélération et des capteurs de pression convertis en accélération, puis corrigés du temps de propagation, pour l'évènement VLF du 8 Avril 2019 à 20h26min.	87
4.2	Étapes de la méthode de Back-Projection pour l'évènement VLF du 08 Mars 2019 à 20h26min localisé avec une vitesse de propagation horizontale constante de $v_{bp} = 3.5$ km/s.	89
4.3	Localisation des 484 évènements VLF, avant sélection, avec les trois vitesses de propagation horizontale v_{bp} : 2.3, 3.4 et 4.5 km/s testées.	92
4.4	Carte et coupe des 296 meilleures localisations pour une vitesse de propagation horizontale $v_{bp} = 3.5$ km/s des évènements VLF du catalogue, entre Février 2019 et Janvier 2022	93
4.5	Reproduction de la carte et de la coupe NNO-SSE (A-A') de la FIGURE 4.4 avec la position horizontale (Haut) et verticale (Bas) de l' <i>overtone</i> à ~ 6 s.	96
4.6	Exemple d'une localisation d'un évènement VLF dont la cohérence est faible, inférieure au seuil de validité, $CC < 0.45$	105
4.7	Titre.	106
4.8	Carte de rétro-projection 3D de la localisation du signal VLF synthétique généré avec AXITRA pour un mécanisme de source de type volumétrique (40% ISO + 60% CLVD, cf., chapitre 7), dans un modèle de vitesse 1D homogène ($v_P/v_S=1.5$) et pour une profondeur de 25 km. La position horizontale de la source correspond à celle des évènements VLF. La profondeur de ~ 25 km est retrouvée avec la vitesse la plus « lente » $v_{bp} = 2.5$ km/s. Les incertitudes (zone bleue) augmentent avec la vitesse.	108
4.9	Grilles des 480 localisations sommées des évènements VLF entre Février 2019 et Janvier 2022.	110
4.10	Grilles des 32 localisations sommées des évènements VLF avec une forte énergie de l' <i>overtone</i>	111
5.1	Carte des stations du réseau local et de l'épicentre moyen des VLF.	117
5.2	Trois composantes (verticale (Z), radiale (R) et transverse (T)) du signal sismique de l'évènement VLF du 10 Septembre 2019 à la station KNKL (Mayotte)	118
5.3	Fonctions de corrélation pour l'évènement VLF du 29 Mai 2019 à 20h33min à chaque station du réseau locale disponible par ordre de distance épacentrale croissante.	120
5.4	Délais relatifs issus de l'inter-corrélation des formes d'ondes en fonction de la distance épacentrale pour les 484 évènements VLF analysés entre Février 2019 et Janvier 2022.	122
5.5	Calcul de la vitesse apparente de propagation de la phase à ~ 15 s par inter-corrélation des formes d'onde à l'échelle locale.	124
5.6	Distance hypocentrale calculée d'après le délai relatif mesuré entre MOC^* et la station de référence PMZI, avec une vitesse de phase apparente de 3.9 km/s.	126
5.7	<i>Particle motion</i> ou polarisation dans le plan vertical (Z en fonction de R) du signal filtré entre 10 et 20 s de l'évènement du 8 Mars 2019 à 20h26min, pour chaque station, classées par ordre croissant de distance épacentrale D	130

5.8	Évolution temporelle des attributs de l'ellipse qui caractérisent la polarisation pour les 296 signaux VLF bien localisés, entre Février 2019 et Janvier 2022. . . .	131
5.9	Distance hypocentrale calculée d'après le délai relatif mesuré entre MOC^* et la station de référence PMZI, avec une vitesse de phase apparente de 3.9 km/s. . .	134
6.1	Schéma des différentes étapes mises en place pour reproduire les signaux VLF de façon synthétique avec Axitra.	140
6.2	Schéma de la discrétisation spatiale des sources dont les effets sont simulés en un champ d'onde complet porté par un signal sismique perçu par un capteur. . .	141
6.3	Fonction de Green synthétique produite par Axitra pour une source ponctuelle avec un déplacement nul	142
6.4	Fonction source des VLF utilisée pour la reproduction synthétique des signaux VLF.	143
6.5	Calibration de la valeur du moment sismique comme paramètre de source d'Axitra	146
6.6	Présentation schématique des trois types de source utilisés dans cette étude. . .	147
6.7	Titre	149
6.8	Modèles de vitesses régionaux disponibles pour la zone de Mayotte issus de plusieurs études utilisant différentes techniques.	151
6.9	Carte du réseau de stations utilisé pour la création du signal et l'analyse de la propagation des VLF synthétiques.	155
6.10	Voir <i>caption</i> 6.13.	156
6.11	Voir <i>caption</i> 6.14.	157
6.12	Voir <i>caption</i> 6.15.	158
6.13	Comparaison des délais relatifs en fonction de la distance épacentrale et du coefficient de corrélation observés et modélisés avec un mécanisme 100% isotrope. . .	159
6.14	Comparaison des délais relatifs en fonction de la distance épacentrale et du coefficient de corrélation observés et modélisés avec un mécanisme 100% déviatorique.	159
6.15	Comparaison des délais relatifs en fonction de la distance épacentrale et du coefficient de corrélation observés et modélisés avec un mécanisme type <i>tensile crack</i> .	160
6.16	Matrice des RMS des différents v_P/v_S en fonction de la profondeur pour les trois mécanismes de source explorés (ISO, CLVD, TC).	162
6.17	Mécanismes et profondeurs de source qui minimisent le RMS pour chaque couple de vitesses v_P et v_S	163
6.18	Produit de convolution entre l'impulsion de Dirac $\delta(t)$ et la fonction source sinusoidale $e(t)$ qui reproduit les caractéristiques des évènements VLF de la crise sismique de Mayotte.	170
7.1	Résultats des différentes méthodes employées pour contraindre la profondeur des évènements VLF, incluant la solution de l'inversion des formes d'ondes télé-sismiques de Cesca et al. [2020].	177
7.2	Estimation des dimensions du résonateur en fonction de la période et du volume transféré. Figure extraite et modifiée de Cesca et al. [2020].	188

Liste des tableaux

3.1	Valeurs des paramètres issus de la modélisation itérative de l'enveloppe de la forme d'onde pour l'évènement VLF du 26 Février 2019 à 23h22min.	65
3.2	Liste des micro-essaims majeurs d'évènements VLF.	67
3.3	Liste des évènements VLF majeurs et leurs attributs.	81
4.1	Résultats du test de validation de la méthode de <i>Back-Projection</i>	107
5.1	Périodes de données manquantes à la station de référence PMZI	119
6.1	Paramètres décrivant l'évènement VLF du 11 Novembre 2018 issus du catalogue et utilisés pour créer la fonction source sinusoïdale présentée FIGURE 6.4.	144
6.2	Tableau des couples de vitesses des ondes P, v_P et des ondes S, v_S , testés lors de la simulation des synthétiques.	153
6.3	Exploration des vitesses du milieu selon un rapport de vitesse réaliste.	154
6.4	Tableau des équivalences entre le nom de la station et le code de la station utilisé lors de la reproduction du réseau de station pour la création des signaux synthétiques.	154

Première partie

Introduction

« Quand la montagne crachait du feu, s'éjectait dans les airs, se changeait en flamme et en mur de cendres mouvant, elle nous invitait à la contempler. Elle se donnait en spectacle. Mais quand elle était relativement calme comme c'était le cas depuis plusieurs mois, quand elle se prêtait à un examen plus rapproché, il allait voir s'il y avait du nouveau et vérifier du même coup que rien n'avait changé. Le regard inquisiteur veut être récompensé. Même dans les esprits les plus sereins le volcan fait naître l'envie de voir son pouvoir destructeur.

[...]

Peut-être n'est ce pas le pouvoir destructeur du volcan qui nous plaît le plus, quoique tout le monde aime voir un bel incendie, mais ce défis aux lois de la pesanteur auxquelles est soumise toute masse inorganique. Ce qui séduit tout d'abord lorsqu'on regarde le monde végétal, c'est sa verticalité, son mouvement ascensionnel. C'est pourquoi nous aimons les arbres. Peut-être que les volcans nous fascinent parce qu'ils s'élèvent, comme les danseurs. Les roches en fusion montent si haut, tellement plus haut que le nuage champignonnesque. Ce qu'il y a de saisissant, c'est que la montagne explose par sa seule force, même si comme le danseur il lui faut ensuite revenir sur terre ; même si elle ne se contente pas de redescendre - mais tombe, retombe sur nous. N'empêche, elle commence par monter, s'envoler. Alors que tout sur terre tire, entraîne vers le bas. Vers le bas. »

L'amant du volcan, Susan Sontag, 1992.



FIGURE 0.1 – Gravure coloriée de l'éruption de 1779 du Vésuve, publié dans *Campi Phlegraei : Observations on the Volcanoes of the Two Sicilies, as They Have Been Communicated to the Royal Society of London*, (1776-1779), rédigé par William Hamilton. Archives de Mémoire Vive, le patrimoine numérisé de [Besançon](#).

Introduction générale

Volcano-scope

Suite à de nombreux évènements sismiques et volcaniques qui ont souvent lourdement touché les populations, il est nécessaire de mener des recherches approfondies servant deux objectifs. Le premier est de répondre à la nécessité de la gestion des conséquences politiques et sociales de ces désastres humanitaires, traumatiques pour les populations. Le deuxième est d'enrichir nos connaissances pour comprendre et expliquer les mécanismes physiques qui se produisent lors des catastrophes naturelles. En contexte volcanique, les dynamiques, dont nous éprouvons les effets, sont reliées à des processus au sein du système magmatique profond. Il est alors difficile, si ce n'est impossible, de procéder à une observation directe communément appliquée pour décrire un phénomène et élaborer un modèle conceptuel servant à sa compréhension.

C'est par exemple lors de catastrophes de grande ampleur, laissant des traces visibles, que notre compréhension des dynamique profonde a évolué. Par exemple, la formation de caldeira, comme la célèbre éruption du Tambora (Indonésie) en 1815, historiquement reconnue pour les perturbations climatiques et sociales qu'elle entraîne [Le Monde, 2015], ou, plus mineures et plus récentes, en 2007 au Piton de la Fournaise (La Réunion) [Fontaine et al., 2014, 2019, Duputel and Rivera, 2019] et en 2018 au Kilauea (Hawaï) [Neal et al., 2019], ont amené l'idée de la présence de larges réservoirs magmatiques profonds.

La conception des systèmes magmatiques, des profondeurs jusqu'en surface, a évolué au cours du temps. Depuis la théorie qui supposait une origine vaporeuses aux tremblements de terre et thermique aux volcans, circulant dans un même réseau de cavernes souterraines, élaborée par Kant et ses prédécesseurs, jusqu'aux travaux les plus récents. Il est aujourd'hui décrit qu'un système magmatique se compose d'une région entière affectée par continuum de phases plus ou moins solides (roches et cristaux), liquides (magma) et gazeuses, qui interfèrent les unes avec les autres selon des dynamiques propres au contexte [Edmonds et al., 2019, Sparks et al., 2019] [FIGURE 0.2].

Le modèle conceptuel des systèmes magmatiques s'élabore par l'accumulation de données et d'observations, qui combinent différents champs disciplinaires comme : la géologie, la volcanologie, la chimie avec la géochimie et la pétrochimie, la géophysique par la géodésie, la modélisation et la sismologie. L'unification de l'ensemble des éléments au sein d'un modèle commun et robuste, nous permet la compréhension des processus, là où les mécanismes souterrains nous laissaient aveugles.

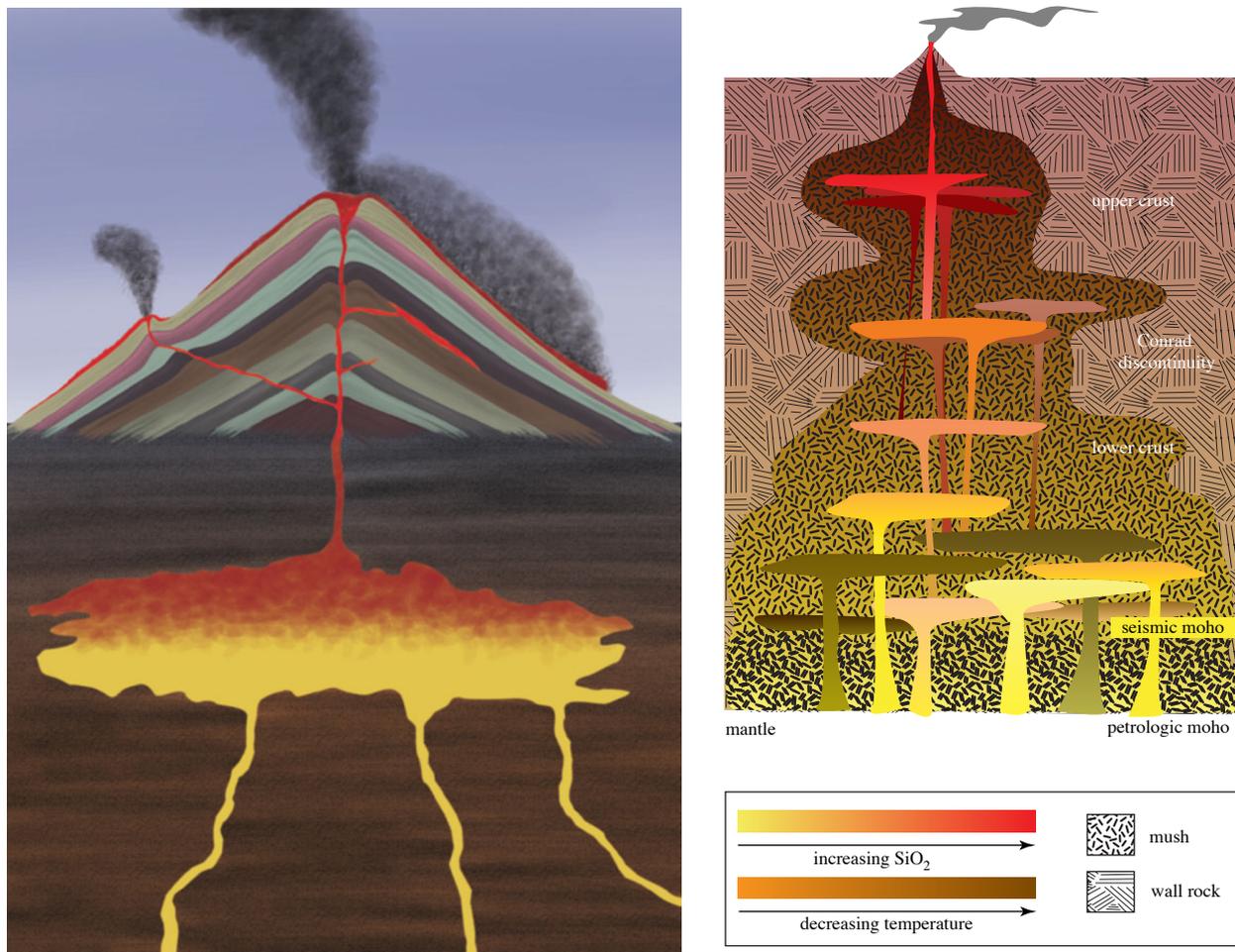


FIGURE 0.2 – Deux représentations graphiques différentes du système magmatique d’un volcan. Figures extraites de [Sparks et al., 2019]. **Gauche** Représentation conceptuelle d’un édifice volcanique dont l’alimentation profonde se fait par une chambre magmatique dominée par la phase liquide, i. e., le magma. **Droite** Représentation conceptuelle plus élaborée d’un système magmatique transcrustal où les fluides subissent des variations d’état lors de leur ascension depuis la source asthénosphérique jusqu’en surface (éruption) en lien avec les variations température et de pression. Le système magmatique est alors composé d’une superposition de réservoirs magmatiques (lentilles ou *sill*) dans un *mush*, soit une matrice cristalline ductile.

L'ancêtre du sismomètre est inventé en Chine ancienne par Zhang Heng. Il est composé d'un récipient en bronze contenant des poids suspendus qui tombent selon la direction de propagation au passage de l'onde sismique, soit du mouvement du sol. Cet instrument se rapproche en réalité davantage d'un détecteur d'ondes sismiques que des sismomètres trois composantes ultra-large-bande que nous sommes en mesure de fabriquer aujourd'hui mais leur principe de fonctionnement reste fondamentalement identique puisqu'il s'agit de mesurer les oscillations d'un pendule ou d'une masse suspendue à un ressort rattaché à un axe fixe. Le perfectionnement du sismomètre le rend actuellement capable de mesurer la vitesse du sol à travers un courant électrique modulé par le mouvement d'une bobine autour d'un aimant. Il en résulte un signal sismique en fonction du temps dont le contenu fréquentiel renseigne sur la nature du phénomène.

Les innovations technologiques et informatiques actuelles cherchent alors à construire des instruments sensibles à un contenu fréquentiel de plus en plus un large. La sismo-volcanologie doit à l'émergence de nouvelles technologies, instrumentales et numériques, son propre développement. L'ouverture des enregistrements larges bandes vers les basses fréquences permet l'observation d'une plus grande variété de signatures sismiques associées à différents processus tectoniques et magmatiques. L'analyse sismologique de la source apporte des renseignements clefs sur les propriétés des phénomènes physiques en profondeur.

Au delà de la résolution des instruments, la qualité des observations et l'avancement des connaissances se basent sur l'accroissement du réseau d'instruments. Les instruments sismologiques et la sismologie bénéficient d'un atout qui est le suivi et la surveillance à distance de phénomène dangereux et/ou inaccessibles, e. g., une éruption sous-marine. L'installation de réseaux d'instruments sur l'ensemble du globe enrichit les bases de données qui aident la recherche fondamentale tout en suivant l'activité volcanique. La collecte des données et la communication sur l'activité volcanique auprès des décideurs politiques et des populations concernées sont assurées par différents observatoires. L'étude géophysique des systèmes volcaniques se généralise au cours des XIXe et XXe siècles, aidée par le développement d'outils de plus en plus précis qui permettent la quantification des phénomènes depuis longtemps observés. En 1841, le premier observatoire volcanologique est construit, comprenant un réseau de capteurs sismiques installés sur les pentes du Vésuve, un volcan toujours actif et particulièrement surveillé.

La nécessité de la surveillance des volcans français s'impose après l'éruption explosive de la montagne Pelée en 1902, en Martinique. Cette catastrophe, qui a causé la destruction de la ville de Saint-Pierre et tué plus de 28 000 personnes, aurait pu être évitée par une meilleure connaissance des phénomènes magmatiques internes et de l'état du volcan.

En 1904, envoyé sur place tout juste après la catastrophe, le géologue Alfred Lacroix publie le premier rapport de volcanologie scientifique, *La montagne Pelée et ses éruptions*, centré sur le phénomène des nuées ardentes qui a détruit la ville de Saint-Pierre. Il participe à la création de ce qui est aujourd'hui l'Observatoire Volcanique et Sismologique de la Martinique, actuellement sous la responsabilité de l'Institut de Physique du Globe de Paris (OVSM-IPGP).

En 1935, Lacroix participe au projet d'installation d'un autre observatoire (OVPF-IPGP) sur le Piton de la Fournaise, volcan situé sur l'île de la Réunion et dont l'activité est fréquente, en précisant [IPGP] :

“Aucune observation instrumentale n’a été faite et il serait à souhaiter qu’un sismographe fût installé à proximité du volcan pour enregistrer les mouvements microsismiques qui accompagnent certainement la montée de la lave, lors des paroxysmes.”

Alfred Lacroix, volcanologue mais aussi minéralogiste, mène de nombreuses études sur la géologie des territoires français d’outre-mer, regroupées dans *Minéralogie de la France (et de ses colonies)* (1893-1910). Il sera amené à faire une première caractérisation des structures et de la nature des roches sur l’île de Mayotte dans *La constitution lithologique de l’archipel des Comores* (1922), après la publication de *Minéralogie de Madagascar* en 1921, considérés comme les plus anciens textes scientifiques qui décrivent la géologie régionale du canal du Mozambique.

Le cas de la crise sismo-volcanique de Mayotte est un bon exemple pour souligner l’apport nécessaire et fondamental d’un réseau dense d’instruments de haute précision. L’apport d’éléments indispensables au suivi du déroulement de la crise, et plus largement, la compréhension du phénomène en cours à Mayotte, fut rendu difficile lors de l’amorce de cette dernière (Mai 2018) par le manque de connaissances sur le système magmatique existants et par l’absence de mesures essentielles à la surveillance du phénomène en cours, faute d’instruments dans les premiers mois de la crise. Parce que la crise sismique se déclenche en Mai 2018 sans élément de surface pour en comprendre l’origine, une campagne océanique de mesures géophysiques est effectuée, qui s’accompagne d’un déploiement de capteurs sismologiques. La découverte de l’éruption sous-marine qui accompagne la crise sismique de Mayotte complexifie l’observation directe. L’acquisition de mesures qui pourrait renseigner sur l’état de l’activité et des processus internes est réalisée par le REVOSIMA [Réseau de Surveillance Volcanologique et Sismologique de Mayotte] [Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al., 2021], l’observatoire le plus récent (Juin 2019) co-dirigé par l’IPGP. Il était composé en premier lieu d’un réseau de capteurs sismologiques, depuis couplé avec des capteurs de déformation (GPS, INSAR, etc...) et des mesures pétrochimiques (i.e., l’étude des mécanismes de formation des roches à travers leur distribution, structure, constitution et propriétés), géologiques et géomorphologiques. L’ensemble de ces mesures dessinent aujourd’hui, un schéma conceptuel plus élaboré des différentes zones de stockage et des processus magmatiques passés et récents.

Approfondir nos connaissances sur les mécanismes et les propriétés physiques est essentiel à la construction d’un modèle conceptuel scientifique des systèmes magmatiques. La compréhension du système magmatique interne revêt d’autant plus d’enjeux si le volcan représente, par son activité, un risque pour les populations locales. En effet, la conception de modèles précis et la reconstruction du système magmatique se sont développés de façon très complète pour les volcans les plus étudiés et les plus instrumentés. Le challenge demeure dans les zones où le risque sismique et volcanique est supposé plus faible. Ce qui est le cas de l’île de Mayotte localisée la région de l’archipel des Comores (Canal du Mozambique, Océan Indien). La répartition inégale des surfaces émergées et immergées entre l’hémisphère Nord et Sud du globe terrestre joue aussi en la défaveur du suivi de processus sous marins et de la caractérisation des structures internes. La sismologie, par le développement de réseaux de capteurs sous-marins, s’impose comme un outil clef pour le développement futur des connaissances.

Typologie des signaux volcano-sismologiques

Le type de signature sismique détectée est le reflet d'une dynamique propre au phénomène en cours. La distinction des signaux, qui se base principalement sur leur durée et leur contenu fréquentiel, renseigne alors sur les divers processus en jeu. La totalité du spectre nécessite donc d'être couvert, ce qui est rendu possible par l'utilisation de différents types de capteur, du « courte période » ($f > 1$ Hz) jusqu'aux « larges-bandes » ($0.03 \text{ Hz} > f > 0.1 \text{ Hz}$). Les signaux hautes fréquences sont associés à une rupture cassante le long d'un plan de faille [Aki and Richards, 1980]. Les signaux sismiques basses fréquences, comprenant les trémors, sont généralement associées à des processus lents et des sources volumétriques (e. g., glissements lents, glissements de terrain, éboulements, *calvin*, etc.) [Matoza and Roman [2022] et Chouet [1996a] and references therein]. Les signaux basses fréquences incluent une diversité de processus et donc de formes et de fréquences, dont les nuances dépendent aussi du contexte de la zone d'étude. Par exemple, les trémors volcaniques vont être particulièrement sensibles au contexte, soit à la géométrie, à l'état des zones de stockage, et aux propriétés des fluides impliqués. C'est pourquoi la catégorie des trémors englobe une large diversité de signaux sismiques, dont les caractéristiques (durée, amplitude, contenu fréquentiel) varient d'un contexte à l'autre.

En sismo-volcanologie, les différents types de sismicité détectés varient d'un contexte volcanique à l'autre. La complexité liée à la singularité des différents systèmes volcaniques se recoupe avec la diversité des processus physiques en jeu. Cependant, les signaux sismiques partagent des ordres de grandeurs qui permettent de les rassembler. Nous présenterons les trois types de sismicité détectés dans le cadre de la crise sismique de Mayotte : les VT (*volcano-tectonic*), les LP (*long period*) et les VLF (*very low frequency*) illustré sur les [FIGURE 0.3](#), [FIGURE 0.4](#) et [FIGURE 0.8](#)].

L'analyse des signaux sismiques volcaniques permet donc de contraindre l'état du système magmatique, soit les propriétés et la dynamique des fluides ainsi que la cartographie des structure et des zones de stockage. Elle se base sur la description et la caractérisation du signal à travers l'estimation d'attributs de forme dans le domaine temporel et spectral. L'évolution temporelle des différents attributs permet de suivre l'état et l'activité du système magmatique, surtout en période d'éruption. La caractérisation de la propagation de l'onde sismique et la recherche des mécanismes permettent de préciser l'état de la zone de stockage par la contrainte de sa géométrie (forme, taille, volume, etc). Il est à noter que la caractérisation du signal sismique en contexte volcanique est fortement dépendante de la précision du modèle de vitesse et donc de la connaissance approfondie de la nature et de la structure des volcans. Dans le cas de la zone impactée par la crise sismique de Mayotte, comprenant le nouveau site éruptif, ces connaissances sont parcellaires car en cours de développement.

Les séismes de type « **volcano-tectoniques** » (VT) sont associés à la rupture cassante du milieu lors du chargement ou déchargement des contraintes dans le système magmatique. Ils sont issus d'un mécanisme analogue aux systèmes de failles tectoniques où les ondes P et S sont visibles dans le signal mais ils sont appauvris en hautes fréquences avec un contenu fréquentiel compris entre 1 et 40 Hz [[FIGURE 0.3](#)]. Dans le système magmatique, les VT délimitent les

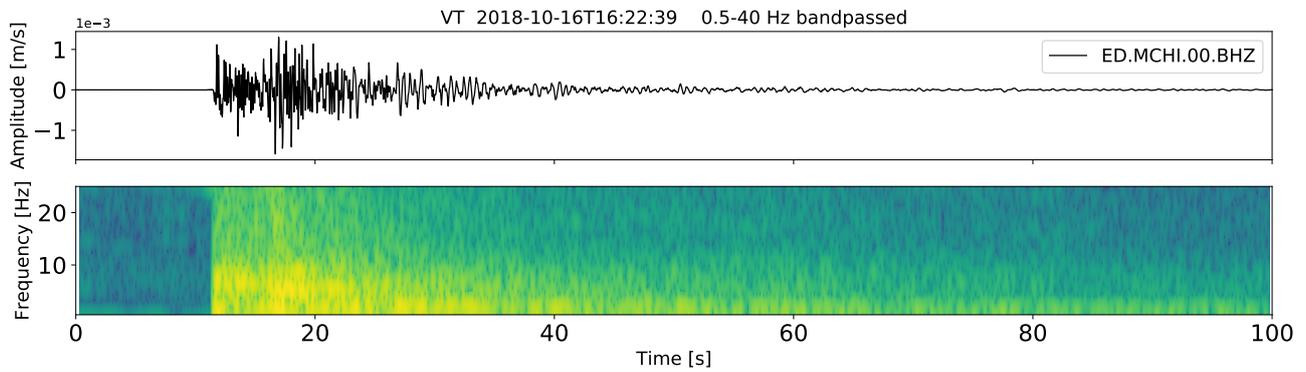


FIGURE 0.3 – Signal sismique et spectrogramme d’un séisme volcano-tectonique, VT, enregistré à la station MCHI. Haut) Sismogramme de la composante verticale filtré entre 0.5-40 Hz. Bas) Spectrogramme en fréquence du signal. La présence d’une arrivée d’énergie impulsive associée à l’onde P, suivie par les basses fréquences des ondes S, est associée au mécanisme de rupture de type tectonique. La durée du signal ne dépasse pas ~ 50 s.

zones de surpression et d’accumulation des contraintes. Ils se produisent en bordure du réservoir magmatique ou du *dike*, i.e., le conduit qui permet le transfert de magma à travers la croûte. Leur observation alerte sur l’état d’activité du volcan car ils accompagnent, voire précèdent, les éruptions volcaniques [Chouet, 1996a].

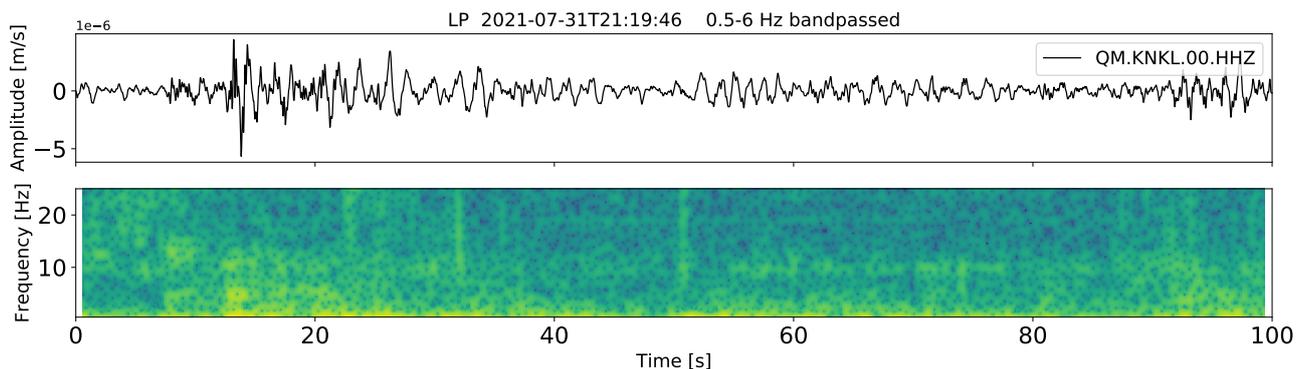


FIGURE 0.4 – Signal sismique et spectrogramme d’un séisme longue-période, LP, enregistré à la station KNKL. Haut) Sismogramme de la composante verticale filtré entre 0.5-6 Hz. Bas) Spectrogramme en fréquence du signal. Les LP sont appauvris en haute fréquence, cependant la présence d’arrivée P et les basses fréquences associées aux ondes S sont observées. Les signaux LP enregistrés à Mayotte ont des caractéristiques proches des signaux VT et sont interprétés comme le signal produit par une rupture cassante d’un réseau de failles saturé de fluides [Retailleau et al., 2022].

Les signaux basses fréquences (*Low Frequency*, LF) ou **longues-périodes** (LP) sont le deuxième type de signal sismique majoritaire en contexte volcanique. Ce qui est également observé depuis 2019 dans le contexte de la crise sismo-volcanique de Mayotte Retailleau et al. [2022]. Le signal montre un début émergent, où les phases P et S, plus impulsives sont moins énergisées [FIGURE 0.4]. Il est aussi de durée plus longue (~ 10 -50 s, FIGURE 0.4 et FIGURE 0.5) et caractérisé par un contenu fréquentiel affaibli en hautes fréquences par rapport aux signaux VT (0.5 à 5 Hz [FIGURE 0.4]) [Retailleau et al., 2022]. Les techniques sismologiques conventionnelles sont souvent difficilement applicables, à commencer par la localisation, surtout concernant la profondeur. Les réseaux de capteurs à faible ouverture seront plus adaptés à leur

étude [Matoza and Roman [2022] and references therein].

Les processus physiques à leur origine sont associés à la présence et/ou la migration de fluides magmatiques ou hydrothermaux au sein du réseau de failles lubrifiées. La caractérisation des LP renseigne donc sur les dynamiques des fluides. Ils permettent de suivre des différentes étapes liés au processus internes au système magmatique, depuis le réservoir profond, e. g., les *Deep Long Period* (DLP) à 30 km sous la chaîne volcanique du Kamchatka (Russie) [Frank et al., 2018, Journeau et al., 2022], jusqu'au stockage superficiel et l'activité hydrothermal, e. g., à moins de 2 km sous le Mont Saint-Helens (USA) [Waite et al., 2008].

es LP sont superficiels car les processus physiques impliquant des fluides se produisent majoritairement dans la . Cependant, des *Deep Long Period* (DLP) ont été observés à des profondeurs supérieures à 20 km et sont souvent associés à une recharge du réservoir magmatique profond [Journeau et al., 2022, Frank et al., 2018]. Ce qui est aussi observé lors de la crise sismique de Mayotte où les LP atteignent 35-40 km profondeurs. Ainsi, l'analyse de ces signaux renseigne sur les dynamiques de transfert des fluides et l'état du système hydrothermal, superficiel, ou magmatique, profond.

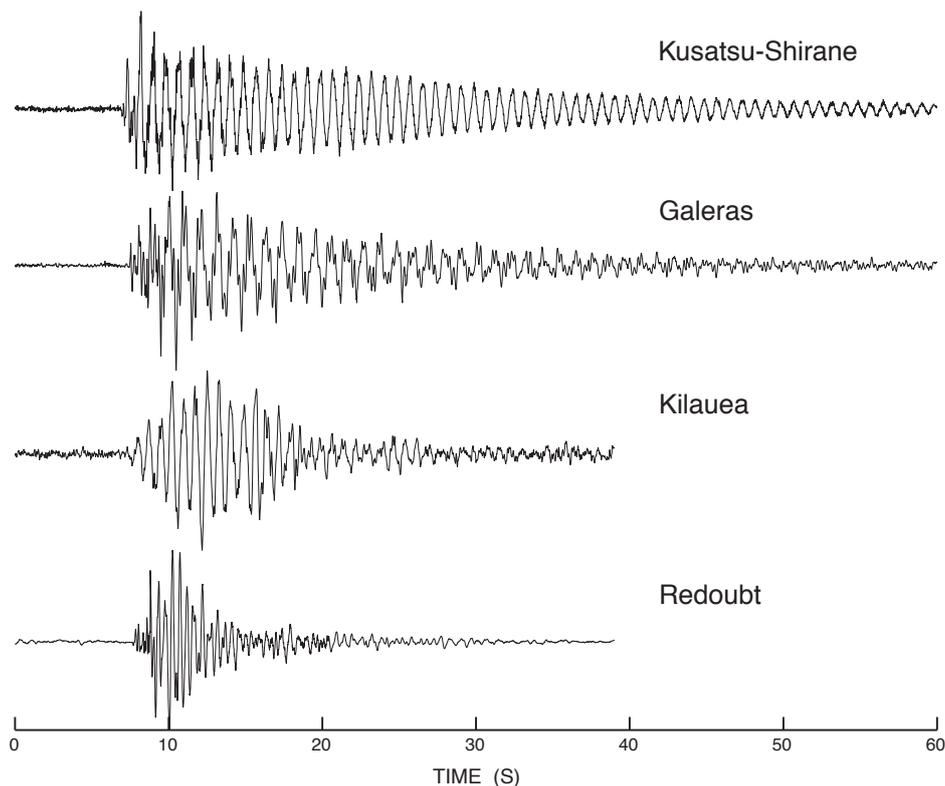


FIGURE 0.5 – Signatures sismiques d'évènements détectés dans différents contextes volcaniques : au Kusatsu-Shirane (Japon), au Galeras (Colombie), au Kilauea (Hawaï) et au Redoubt (Alaska). Figure extraite de [Chouet and Matoza, 2013]. La sismicité basse fréquence et les trémors sont des signaux transitoires issus d'une source volumétrique. Ils sont caractérisés par une oscillation décroissante et monochromatique soutenue pendant plusieurs dizaines de secondes.

Les signaux LP peuvent être associés, par leur caractéristique comme la réponse à un mécanisme d'excitation d'une source qui résonne [FIGURE 0.5] [Chouet, 1996b, Chouet and Matoza,

2013, Matoza and Roman, 2022]. Mais dans le cas de la crise sismique de Mayotte, les dénommés LP sont issus de la rupture cassante de failles lubrifiées et saturées en fluide [Retailleau et al., 2022]. Les signaux VLF détectés lors de la crise sismique de Mayotte, accompagnent la sismicité haute fréquence et longue période persistante. Les VLF ne correspondent ni au LP, ni au VLP car ils sont trop basses fréquences et ils sont trop longs. Leurs caractéristiques hors normes complexifient leur classification.

Les évènements Very Low Frequency (VLF)

En effet, un signal sismique très énergétique, équivalent à un magnitude 5, ne présentant pas de phases impulsives visibles, mais qui se constitue d'une oscillation de premier abord monochromatique très basse fréquence ($f \sim 0.067$ Hz / $T \sim 15$ s) est mondialement détecté le 11 Novembre 2018 [FIGURE 0.6]. La nature et l'origine de la source qui a pu produire cette signature sismique singulière, avec une énergie telle que l'onde s'est propagée de Mayotte jusqu'à Hawaï interroge la communauté scientifique.

Ces signaux très basses fréquences, nous les avons nommés VLF d'après l'anglicisme *Very Low Frequency*. C'est le troisième type de sismicité détecté lors de la crise sismique de Mayotte, qui s'initie en Mai 2018, dans un contexte régional de faible activité sismique Bertil et al. [2021], Michon [2016].

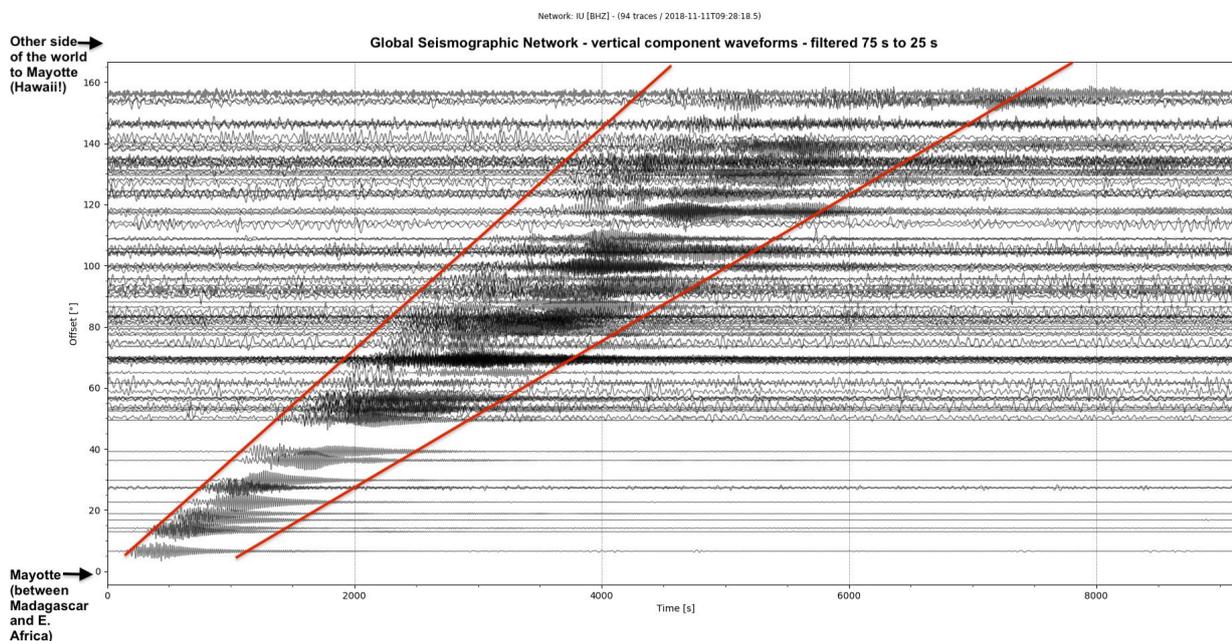


FIGURE 0.6 – Publication sur Twitter de Stephan Hicks, [https://twitter.com/seismo_steve/status/1062042619264581633?s=20&t=2ZEyjQktRuBTr6gp0_CldQ, Hicks [2019]] le 12 Novembre 2018 à 7h01min. Sismogrammes de la composante vertical (Z) sur plusieurs stations, de la plus proche à la plus lointaine (*offset* ou distance épacentrale angulaire en degrés), du signal de l'évènement VLF majeur du 11 Novembre 2018. Les lignes rouges marquent le temps d'arrivée de l'augmentation significative de l'énergie, à défaut d'une arrivée impulsive claire (P & S) et la fin du signal. Cette ligne représente donc la vitesse de propagation apparente de la phase, ici estimée à ~ 3 km/s. La distinction entre le bruit et le signal est visible jusqu'à des stations situées à plus de 180 degrés de distance épacentrale angulaire, soit à l'opposé de Mayotte.

Exemple du VLF majeur du 11 novembre 2018

La signature sismique est d'apparence **monochromatique**, i. e., il est dominé dans le domaine fréquentiel par l'énergisation d'une fréquence particulière, $f \sim 0.067$ Hz, qui marque le spectre par un pic fin et de forte amplitude [FIGURE 0.8]. La présence et la largeur d'un pic

dominant dans le spectre des composantes verticale et radiale, accompagné de pics secondaires à $T_1 \sim 6$ s et $T_2 \sim 4$ s, suggèrent un processus physique non tectonique, impliquant des fluides.

Dans le domaine temporel, une fois filtré (0.01-0.5, en bleu sur la [FIGURE 0.8](#)), le signal sismique est dominé par l'oscillation sinusoïdale décroissance qui apparaît sur les composantes verticale et E-O, i. e., radiale après rotation des composantes. L'onde est dite **polarisée**, l'énergie sismique rayonnée se répartit inégalement entre les différentes composantes du sismomètre (une composante verticale et deux horizontales : Est-Ouest, Nord-sud). Si l'on représente le signal de la composante verticale en fonction de la composante radiale, on obtient la représentation graphique de la **polarisation** de l'onde dans le plan vertical, [[FIGURE 0.7-Gauche](#)] et la polarisation dans le plan horizontal avec les deux composantes horizontales. Une polarisation horizontale quasiment radiale est constatée ce qui nous a permis, sur la [FIGURE 0.8](#) d'orienter les composantes dans le plan de la source, i. e., selon les composantes verticale, radiale et transverse.

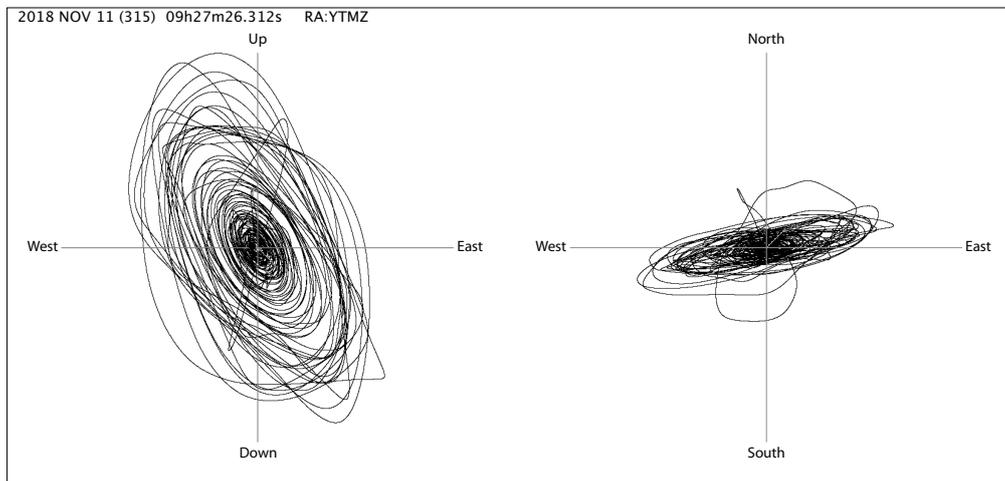


FIGURE 0.7 – Polarisation du signal VLF majeur du 11 Novembre 2018 perçue à la station YTMZ (Mayotte). **Gauche** Polarisation dans le plan vertical, i. e., la composante verticale est représentée graphiquement en fonction de la composante horizontale Est-Ouest. **Droite** Polarisation dans le plan horizontal, i. e., représentation graphique deux composantes horizontales, N-S en fonction E-O. La polarisation horizontale de l'onde est orientée vers la source, soit quasiment radiale.

La ré-orientation des composantes nous permet de constater que l'énergie de l'oscillation périodique à ~ 15 s est très faible sur la composante transverse. Il s'agit ici d'une caractéristique du rayonnement de la source, soit de sa géométrie. Une analyse approfondie de la polarisation au sein du réseau, nous permettra de caractériser la forme de la source qui produit ce signal sismique. La période et la polarisation du signal du VLF majeur du 11 Novembre 2018 a alors été interprété comme des ondes de surface de type Rayleigh [[Sadeghi and Suzuki, 2021](#), [Bhattacharya et al., 2020](#), [Bhattacharya, 2022](#)]. Sur la [FIGURE 0.6](#) les lignes rouges montrent une faible vitesse de propagation apparente du signal, de l'ordre de ~ 3 km/s cohérente avec la gamme des ondes de surface et une faible atténuation. Cependant, par l'observation de la polarisation dans le plan vertical et par l'absence de transverse, nous supposons que le champ d'onde rayonné par la source est plus complexe, comprenant une proportion isotrope.

La signature sismique comporte à ce stade deux éléments non-conventionnels qui incitent à penser que la géométrie de la source sera non triviale. En effet, quel mécanisme permet de produire une énergisation élevée d'une seule fréquence, polarisée sans transverse, ni phases impulsives (P & S) visibles (i. e., début émergent de l'onde [FIGURE 0.6])? Cette question est la problématique principale de cette étude : depuis la caractérisation des signaux VLF à la modélisation cinématique de la source.

De plus, le signal sismique présente une durée caractéristique anormalement longue par un début émergent (~ 12 oscillations) et une décroissance exponentielle de ~ 1750 s soit ~ 30 minutes (~ 70 oscillations). L'arrivée impulsive des phases P (première) et S (seconde), habituellement observée pour des séismes et/ou des télé-séismes, ne sont pas visibles. Il appartient donc à une catégorie distincte des séismes tectoniques et/ou volcano-tectoniques. Il n'est, en tout cas, pas engendré par la rupture cassante sur un plan de faille. On parlera alors de « signaux » et/ou d'« évènements » VLF et non pas de séismes.

Notre hypothèse est que le signal sismique est émis lors d'un phénomène lent et non-destructif à la source, impliquant des fluides et dont le mécanisme comprend une part isotrope et volumétrique non négligeable.

Sur la FIGURE 0.8, l'amplitude de l'oscillation basse fréquence (en bleu) semble se réactivée/ré-énergisée deux fois, correspondant à l'occurrence de deux séismes enchâssés dans l'évènement et visibles sur le signal non filtré (en jaune). La présence de hautes fréquences est aussi observée lors de sa lente amorce. Les durées exceptionnelles d'émergence et de décroissance exponentielle seraient une troisième singularité engendrée par la source. La présence de séismes plus hautes fréquences, concomitants des réactivations énergétiques de l'oscillation très basse fréquence, suggère qu'un mécanisme externe agisse sur le phénomène à la source.

Les fluides sous pression (magma, eau, gaz ou vapeur) interagissent avec le milieu selon divers mécanismes, qui produisent une signature sismique propre. Par exemple, la migration et la résonance de fluides [Chouet, 1996b, Kumagai et al., 2003], le frottements des fluides dans le conduit [Aki et al., 1977, Ferrick et al., 1982], la nucléation ou la fragmentation des gaz dans le magma [Neuberg et al., 2006], au dégazage profond [Melnik et al., 2020], ou encore la vaporisation de l'eau lors du réchauffement du système hydrothermal [Kumagai et al., 2003, Hagerty and Benites, 2003] provoquée par une intrusion arrivée en surface sont susceptibles de produire des oscillations sismiques plus ou moins longues, émergentes et monochromatiques [FIGURE 0.5]. Cependant, les signaux VLF contrastent avec les nombreuses descriptions de signaux sismiques impliqués dans la dynamique de transfert de fluides en contexte volcanique de par leur durée, leur contenu fréquentiel et leur polarisation.

Seulement deux autres signaux similaires ont déjà été enregistrés, sous le volcan sous marin Le Rocard (Polynésie Française), en 2013, signaux présentant une décroissance exponentielle monochromatique à ~ 17 s. Par la détection, la localisation et la caractérisation de ces signaux,

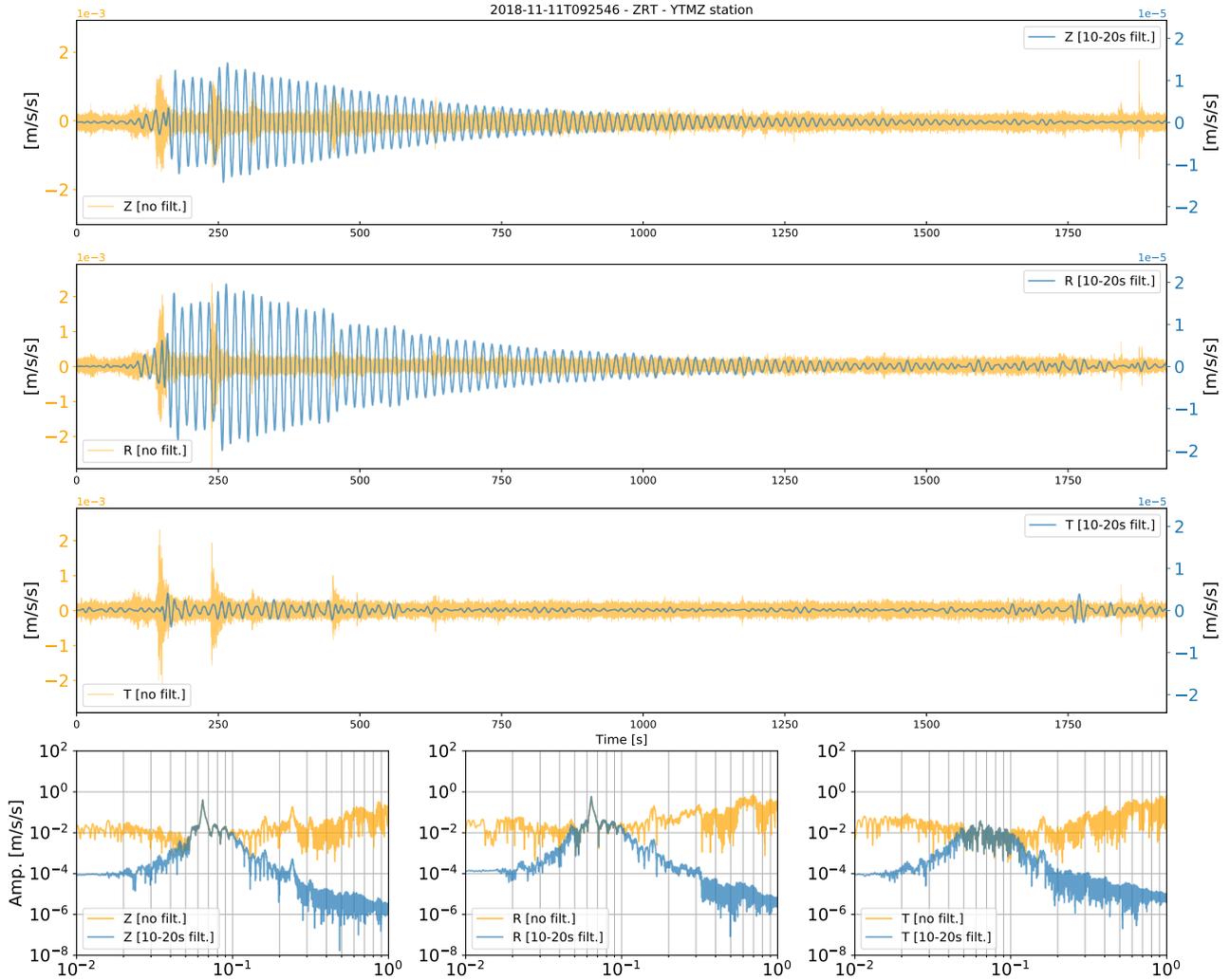


FIGURE 0.8 – Trois composantes (verticale (Z), radiale (R) et transverse (T)) du signal sismique du VLF majeur enregistré le 11 Novembre 2018 à la station YTMZ (Mayotte). Le signal non filtré (jaune) montre la présence de hautes fréquences imbriquées dans le signal du VLF, sinusoïde décroissant de période (~ 15 s) constante (en bleu, signal filtré entre 10-20 s, 0.05-0.1 Hz)). Les spectres en amplitude du signal sismique filtré (en bleu) et non filtré (en jaune) sont dominés par le pic spectral primaire à ~ 15 s, accompagné par les pics spectraux secondaire à ~ 6 et ~ 4 s. L'amplitude du signal et le contenu fréquentiel n'est pas également réparti entre les trois composantes du signal. Les caractéristiques des VLF seront quantifiées afin d'en extraire des informations sur la géométrie de la source, sa localisation et les processus physiques dont ils sont la signature sismique.

ils ont été interprétés comme la sur-pressurisation d'un *dike* ouvert et superficiel rempli de fluides en mouvement.

Lorsque le 11 Novembre 2018, un signal sismique atypique, mondialement enregistré [Fig.0.6] intrigue la communauté scientifique, la crise sismique de Mayotte a commencé depuis sept mois (Mai 2018). Le caractère volcanique de ce signal sismique est pointé par A. Lomax qui décèle dans le spectre la présence d'une fréquence dominante lui octroyant son caractère **monochromatique**. L'évènement du 11 Novembre 2018 constitue le VLF le plus énergétique de la crise [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Feuillet et al., 2021], et a été mondialement détecté [Sadeghi and Suzuki, 2021, Bhattacharya et al., 2020, Bhattacharya, 2022]. L'étude de cet évènement à des distances télé-sismiques l'associe à une chambre magmatique sphérique à ~ 15 km, qui entre en résonance [Bhattacharya et al., 2020]. Mais 400 autres évènements ont aussi été détectés sur le réseau régional et télé-sismique par [Cesca et al., 2020]. Il suppose alors un phénomène de résonance de fluides dans une cavité de type *fluid-filled crack* basaltique avec un pendage *dip* vers l'Ouest, localisée à ~ 13 km à l'Est des côtes de Mayotte et à $\sim 37 \pm 11$ km de profondeur sous un large essaim sismique (VT).

Une première détection et localisation avec de nouvelles méthodes et la contrainte des stations locales, que nous avons publié dans Feuillet et al. [2021], vient contredire l'hypothèse de Cesca et al. [2020]. Cependant, la contrainte de la profondeur et du mécanisme se révélera plus délicate par la nature non-conventionnelle et très atypique de ces signaux sismiques, nous obligeant à renouveler les techniques/approches afin de converger vers un résultat.

Dans cette thèse, nous nous focaliserons dans un premier temps sur l’observation, la description et la caractérisation fine et complète des signaux *Very Low Frequency* (VLF). Puis, dans un second temps, nous utiliserons les éléments de la caractérisation temporelle et spectrale pour conduire une modélisation cinématique de la source. Le but de la modélisation sera de reproduire les observations afin d’en déduire le mécanisme nécessaire à la compréhension du processus physique et géologique qui génèrent les signaux VLF. Ces deux parties seront précédées d’un état de l’art sur le contexte tectonique régionale de l’île volcanique de Mayotte et de la chronologie des trois ans de crise sismique (Mai 2018 - Janvier 2022). Ensuite, suivies, d’une discussion interprétative sur les implications, d’abord, des hypothèses physiques sous-jacentes à nos méthodes, relativement à nos résultats, puis, à la re-contextualisation des VLF au sein de la crise sismo-volcanique. Ainsi, nos analyses permettront de caractériser le rayonnement sismique et la géométrie de la source des signaux VLF et, plus largement, de retracer les processus en cours au large de Mayotte, en lien avec l’activité volcanique sous-marine.

La caractérisation du signal s’effectue, d’abord, par l’élaboration d’un outil de détection qui répond au caractère spécifique des signaux VLF. Nous aboutirons à la construction d’un catalogue complet, sur les trois ans de crise sismique, de Juin 2018 à Janvier 2022. La qualification et la quantification de la signature sismique des signaux VLF, via des attributs, seront adjoint au catalogue. Alors, l’évolution temporelle de la sismicité très basse fréquence sera mise en perspective avec le déroulé de l’ensemble des évènements de la crise sismo-volcanique. Puis, pour une étude complète de la source et des processus physiques en cours, nous développerons une méthode de localisation adaptée au caractère non conventionnel des signaux VLF. La localisation d’une majeure partie du catalogue, grâce à l’appui des capteurs de pression large-bande, permettra de compléter les premiers travaux publiés dans [Feuillet et al., 2021], qui se limitent à la période entre Février et Mars 2019.

Ensuite, nous conduirons une étude de la forme d’onde émise par la source se propageant au sein du réseau local, i. e., le champ d’onde. Le diagramme de radiation et la nature des phases seront estimés par la vitesse apparente de propagation de l’onde et la polarisation verticale. La profondeur, non contrainte par notre méthode de localisation, et le mécanisme de la source seront davantage caractérisés.

Enfin, nous effectuerons la modélisation du champ d’onde complet et de sa propagation à l’échelle locale, i. e., dans un rayon de moins de 60 km autour de l’épicentre. Les résultats préliminaires de la modélisation nous permettront de converger vers une profondeur et un mécanisme de source des signaux VLF. Il nous sera aussi possible de discuter des hypothèses physiques émises lors de la mise en place des méthodes précédentes. Nous justifierons ainsi les premières hypothèses avancées sur la géométrie, la forme, l’état, la taille et la nature des fluides impliqués dans le processus à l’origine des signaux VLF.

Replacés dans le contexte de la crise sismo-volcanique de Mayotte, nous soulignerons le rôle et l’importance des signaux VLF dans la compréhension des dynamiques des transferts de fluides au sein d’un large système magmatique ré-activé en Mai 2018.

Deuxième partie

État de l'art

Chapitre 1

Volcanisme dans l'archipel des Comores et formation du volcan Fani Maoré

Sommaire :

1.1. Formation de l'archipel des Comores	22
1.2. Volcanisme de l'île de Mayotte	26
1.2.1. Petite-Terre : les dernières traces du volcanisme	27
1.2.2. La zone du Fer à Cheval	28
1.3. Histoire éruptive du Fani Maoré (2018-2022)	29
1.3.1. La découverte du volcan Fani Maoré (MAYOBS 1 - Mai 2019)	29
1.3.2. Évolution de l'édifice principal et expansions latérales	30
Annexe A : Nature des roches volcano-magmatiques de Mayotte	35

Introduction

L'activation soudaine et énergétique de la sismicité à 50 km au large des côtes de l'île de Mayotte le 10 Mai 2018, dans le canal du Mozambique, associée à la récente découverte (Mai 2019) d'un nouvel édifice volcanique, le Fani Maoré, soulève de nombreuses questions : sur les contraintes tectoniques de la région, de sismicité historiquement modérée ; sur le système magmatique et la présence de structures héritées ; sur les dynamiques de transferts de fluides entre réservoir profonds et superficiels dans une croûte de rhéologie complexe.

En effet, la région de Mayotte semble avoir été affectée par une histoire volcanique riche, en cohérence avec le contexte tectonique régional, dans lequel l'origine du volcanisme, point chaud ou *rifting*, et la nature de la lithosphère, continentale ou océanique, sont toujours débattus. L'histoire volcanique se poursuit avec la crise sismo-volcanique impliquant des structures

anciennes, réactivées, et nouvellement formées comme le Fani Moaré.

Le volcan sous-marin Fani Maoré a été découvert lors de la campagne marine MAYOBS1 [Feuillet, 2019] sur le N/O Marion Dufrenes, dépêchée entre le 2 et le 19 mai 2019, un an après l'amorce de l'activité sismique. Le but de cette première mission océanique était d'effectuer des relevés géophysiques et chimiques *in situ* afin de comprendre et d'expliquer les causes de la crise sismique. L'équipe scientifique était alors composée de huit sismologues, dont je faisais partie, six géologues, cinq géochimistes, plus de dix ingénieurs du BRGM [Bureau de Recherches Géologiques et Minières], du CNRS [Centre National de la Recherche Scientifique], de l'IPGP [Institut de Physique du Globe de Paris] et de l'IFREMER [Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer].

La découverte du nouvel édifice volcanique a surpris par sa taille, de plus de ~ 5 km de diamètre, en Mai 2019, qui dénotent d'un large volume de magma mobilisé. La formation de l'édifice et la crise sismique qui l'accompagne ont depuis été décrites comme la plus large éruption sous marine documentée [Feuillet et al., 2021].

Depuis l'amorce de la crise sismique en Mai 2018 et avec plus d'ardeur depuis la découverte du volcan en Mai 2019, les travaux scientifiques se sont succédés pour caractériser, surveiller et comprendre le phénomène en cours au large de Mayotte. La crise sismique et la découverte du Fani Maoré ont amené en juin 2019 à la création d'un observatoire qui opère un suivi de : le REVOSIMA [Réseau de Surveillance Volcanologique et Sismologique de Mayotte] qui réunit un large consortium de scientifiques (BRGM, IPGP & IPGS, IFREMER, CNRS, l'ITES et le RENASS, l'IRD, l'IGN, l'ENS, l'Université de la Réunion, l'Université Clermont Auvergne, le CNES, Météo France, et le SHOM) [Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al., 2021]. La mission du REVOSIMA est d'établir un suivi continu et en temps réel de l'évolution de tous les aspects de la crise sismo-volcanique. Les missions océaniques (tous les 3-4 mois) assurent la documentation multi-paramétrique de la crise et le déploiement du réseau de stations sous-marines (OBS et OBH) [RINNERT et al., 2019]. Il est aujourd'hui comptabilisé plus de 16 campagnes marines qui se sont accompagnées de multiples mesures chimiques et géophysiques.

Dans ce chapitre, nous présenterons le contexte tectonique régional, puis le contexte géologique de l'île volcanique de Mayotte, détaillant les différentes zones impliquées dans la crise sismique et retraçant l'évolution morphologique du nouvel édifice volcanique afin d'établir une première chronologie.

1.1. Du Gondwana au point chaud des Comores : la formation de l'archipel des Comores

Localisé dans l'Océan Indien, au Nord du Canal du Mozambique, entre le Nord de Madagascar et le Mozambique (Afrique de l'Est), l'archipel des Comores se compose de quatre îles volcaniques émergées : Grande Comore, Anjouan, Mohéli et Mayotte, accompagnées par des

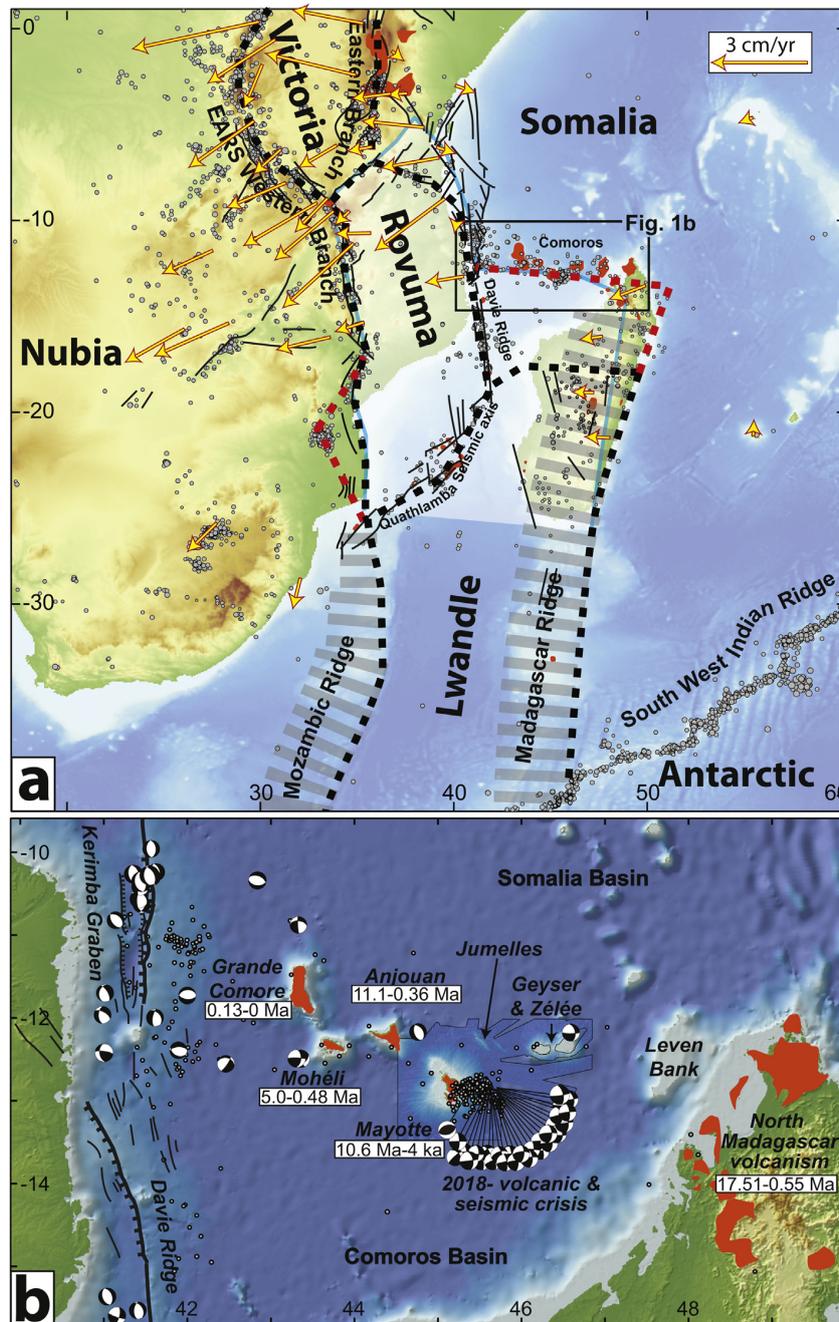


FIGURE 1.1 – Carte tectonique de la région du canal du Mozambique, figure extraite de [Famin et al. \[2020\]](#). a) Délimitation en carte des différentes plaques tectoniques de la région comprenant les trois micro-plaques (ligne noire pointillée) appartenant à la branche Sud-Est du Système du Rift Est Africain [[Michon et al., 2022](#)] : Victoria, Romuwa et nouvellement délimitée et néo-formée (ligne rouge pointillée) : Lwandle. Elles accommodent la déformation régionale qui prend racine dans le partitionnement du Gondwana au début du Jurassique [[Riley and Knight, 2001](#)]. Le déplacement cinématique enregistré par le réseau de capteur GNSS est représenté par des flèches jaunes. Le volcanisme (patch rouges) et l'activité sismique régionale (points gris) se localisent en bordure des plaques. La micro-plaque Lwandle se délimite à l'Est et au Sud-Ouest par deux rides (hachures grises) diffuses et au Nord par les Comores. b) Zoom sur l'archipel des Comores comprenant : Grande Comore, Anjouan, Mohéli et Mayotte et les trois structures sous-marines : Les Jumelles, Zelées et le Geyser, Leven Bank. Des récentes datations contredisent l'évolution E-O décroissante de l'âge de formation des îles volcaniques [[Quidelleur et al., 2022](#)]. Le volcanisme et l'activité de la crise sismique de Mayotte, dont les mécanismes en *strike-slip* dextres sont représentés pour les séismes de forte magnitude des premiers mois de la crise [[Lemoine et al., 2020](#)], manifestent d'une zone de contrainte active.

structures sous-marines : les Jumelles, Zelées et le Geysier, Leven Bank [FIGURE 1.1 et FIGURE 1.2]. Le volcan actif du Karthala, situé sur l'île des Grandes Comores, surveillé depuis 1988 par l'Observatoire Volcanologique et Sismologique du Karthala, a un style éruptif (strombolien et phréato-magmatique, en interaction avec un système hydrothermal sommital développé) similaire à celui de Mayotte [Thivet et al., 2022, Berthod et al., 2022, Liuzzo et al., 2021]. La signature isotopique des magmas du Karthala est marquée par l'influence de la fusion partielle d'une lithosphère amincie par *rifting* [Michon, 2016].

La formation de l'île de Mayotte, la plus vieille de l'archipel des Comores, avait été estimée à ~ 20 Ma par Michon [2016]. Mais l'âge de formation a été réactualisé par des mesures de sismique réfraction réalisées dans la zone du Fani Maoré à ~ 26.5 Ma (Oligocène supérieur)[Masquelet et al., 2022], cohérent avec le volcanisme dans le sud du Système Rift Est Africain et au centre de Madagascar Stamps et al. [2008], Michon [2016], Famin et al. [2020], Michon et al. [2022].

L'origine du volcanisme qui a formé les îles qui composent l'archipel des Comores est complexe et controversée. D'abord décrite comme un continuum E-O, d'âges décroissants, la formation des îles était soutenue par la théorie du point chaud fixe et de la lithosphère en mouvement [Nougier et al., 1986]. Hypothèse appuyée par la signature magmatique de type point chaud, dont l'activité a décliné avec le temps, et des laves prélevées sur Anjouan, Mohéli et Mayotte [Debeuf, 2009, Michon, 2016]. Une récente datation de lave sur l'île d'Anjouan, à < 1 Ma, vient rompre cette évolution E-O d'âges décroissants, par la manifestation d'un volcanisme maintenant considéré comme encore actif [Quidelleur et al., 2022].

La signature magmatique des laves est en faveur d'une origine de type point chaud. L'anomalie thermique localisée sous l'archipel des Comores, i.e., « le point chaud des Comores », se montre superficielle ($Z < \sim 250$ km de profondeur) et de morphologie complexe [Mazzullo et al., 2017]. Une connexion entre l'épanchement E-O du point chaud des Comores a été établie avec la branche qui alimente le point chaud de La Réunion [Wamba et al., 2021]. La naissance superficielle du point chaud des Comores le différencie de ces analogues dits « primaires », issus de la transition manteau-noyau, CMB [*Core Mantle Boundary*] [Courtillot et al., 2003]. La fusion partielle en base de lithosphère est alors perçue comme un argument favorable à une origine tectonique du volcanisme de l'archipel des Comores, directement liée avec la propagation du Rift Est Africain vers le SSE [Michon et al., 2022].

Trois séismes historiques, de $M_w=5$ et $M_w = 5.2$ en 1993 et $M_w = 4.1$ en 2001 sont localisés à l'Ouest et au Nord-Ouest de l'île de Mayotte, dont les mécanismes au foyer sont dominés par des mouvements extensifs (failles normales) et d'accommodations cisailantes (décrochements, *strike-slip*) dextres [FIGURE 1.1 et FIGURE 1.2] [Bertil et al., 2021, Rindraharisaona et al., 2013]. La sismicité historique autour de Mayotte montre que la tectonique à l'échelle régionale est sous l'influence de l'ouverture du Canal du Mozambique après le partitionnement du Gondwana (début Jurassique, [Riley and Knight, 2001]) et par la propagation active du Rift Est Africain vers le S-SE [Stamps et al., 2008, Michon, 2016, Famin et al., 2020, Michon et al., 2022].

Le Canal du Mozambique est une région tectonique complexe qui se décompose en diffé-

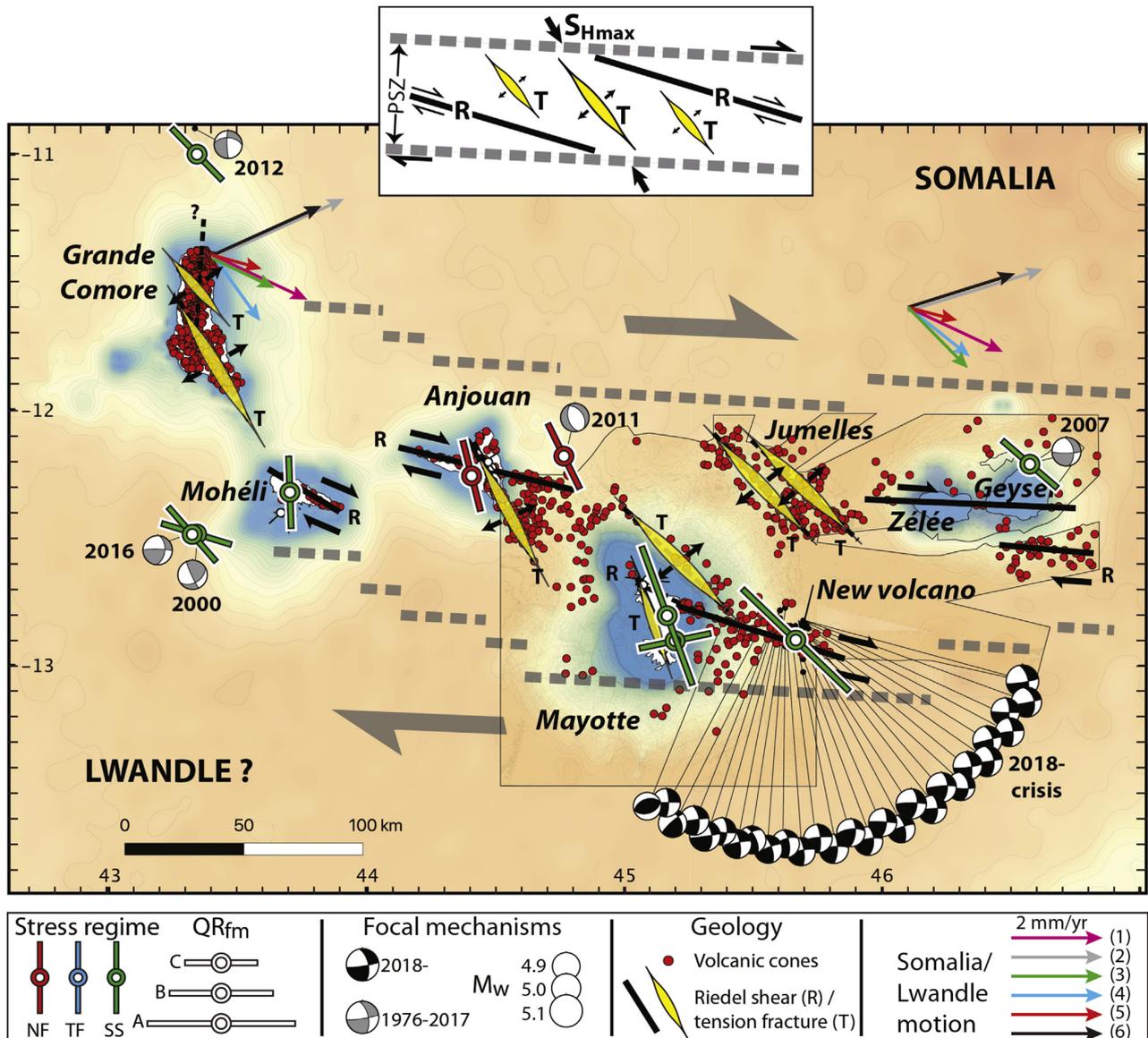


FIGURE 1.2 – Carte tectonique de l'archipel des Comores montrant l'état de contraintes de la région. Figure extraite de [Famin et al., 2020]. La carte comprend les mécanismes focaux de la sismicité historique et de la première année de la crise sismo-volcanique, les cônes volcaniques sous-marins et les *dikes*. Ces structures suivent l'alignement NNE-SSO cohérentes avec les mouvements cinématiques des plaques Somalia et Lwandle. La région accommode une déformation primaire cisailante de type latérale-dextre et une déformation tangentielle secondaire en échelons extensifs (*T axe*).

rentes micro-plaques tectoniques dont les frontières sont encore en discussion [FIGURE 1.1]. La région se décompose en trois systèmes lithosphériques distincts : Rowuma, Lwandle et Somalia qui sont délimités par des frontières sismiquement actives, comme la ride N-S à l'Ouest, ou passives, comme le plateau continental de Madagascar à l'Est [Fig.1.1] [Stamps et al., 2008, Rindraharisaona et al., 2013, Bertil et al., 2021]. L'archipel des Comores initialement inclus à la micro-plaque Somalia, a nouvellement été ré-interprété comme une limite de plaque diffuse et immature qui sépare Lwandle, au Sud de Somalia, au Nord [FIGURE 1.1 et FIGURE 1.2, Famin et al. [2020]]. Plus largement, le canal du Mozambique, l'archipel des Comores et le Nord de Madagascar ont été reconsidérés comme appartenant à la quatrième branche du Système Rift Est Africain [Michon et al., 2022].

1.2. Volcanisme de l'île de Mayotte

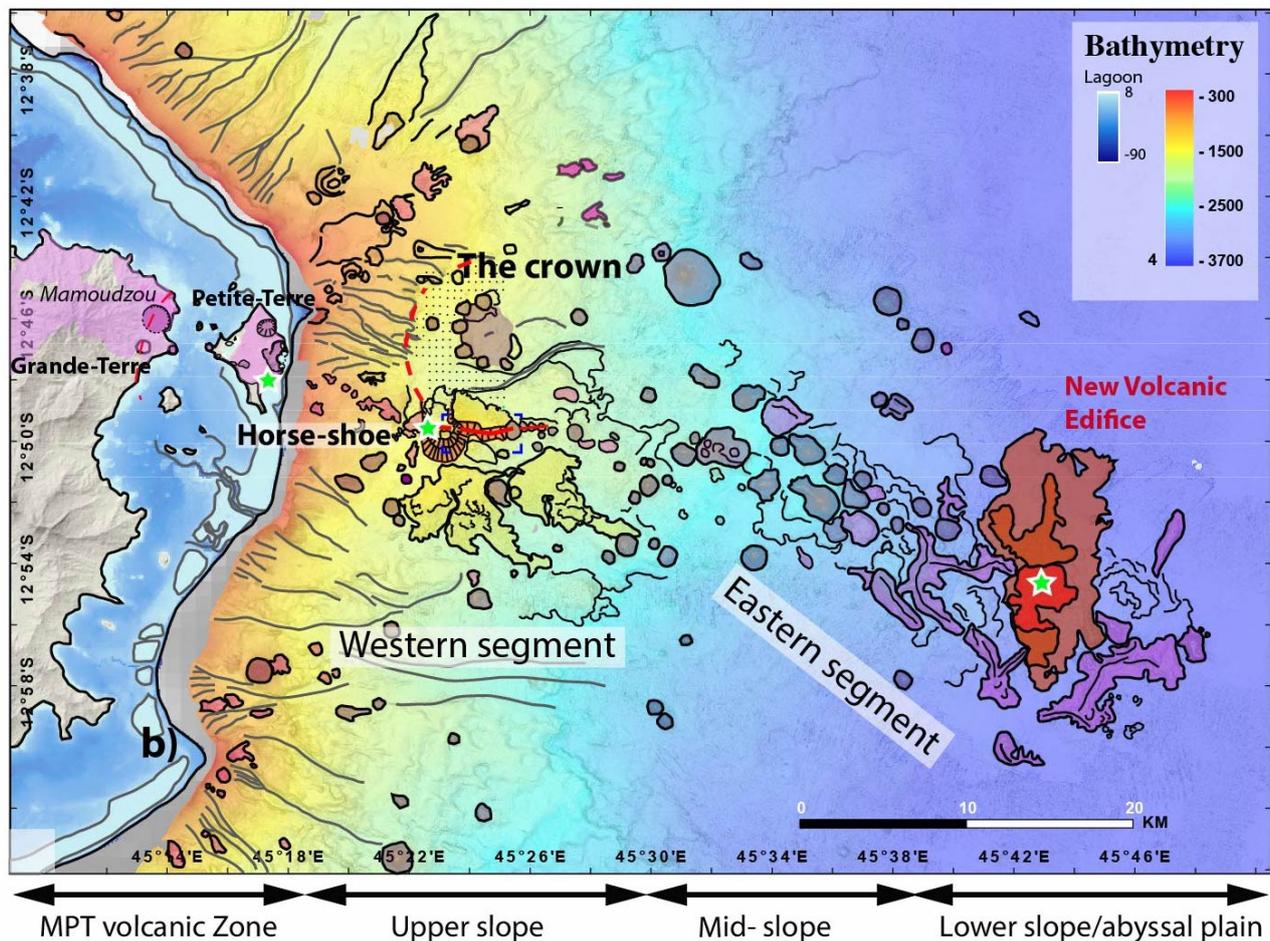


FIGURE 1.3 – Carte bathymétrique de la ride volcanique à l'Est de Mayotte, interprétée en fonction de la nature des structures sous-marines. La figure est extraite de Feuillet et al. [2021]. La ride volcanique comprend des cônes volcaniques (orange, gris et violet), des épanchements de lave anciens (jaune) et les coulées récentes du nouvel édifice volcanique, le Fani Maoré (rouge) à l'Est. Les sites de dégazage sont marqués par des étoiles vertes. L'escarpement de faille délimitant une cicatrice d'effondrement de caldeira est souligné par la ligne pointillée rouge. La ride volcanique sous-marine est cohérente avec l'alignement des structures N145° issues du dernier épisode volcanique explosif (cratères violets) dans le Nord de Mayotte (zones roses) [Debeuf, 2009, Nehlig et al., 2013] et plus largement de l'archipel des Comores [Michon, 2016, Famin et al., 2020].

L'île de Mayotte se compose de deux terres émergées, Grande Terre et Petite Terre, posées sur un socle volcanique ancien, ~ 10 Ma, le plus vieux de l'archipel des Comores [Michon, 2016, Michon et al., 2022, Masquelet et al., 2022]. Les deux îles sont entourées par un récif corallien délimitant un lagon bien développé, issu d'une phase intense d'érosion.

L'île est composée de roches volcaniques et magmatiques de types basaltes basanitiques et phonolithiques [cf., Annexe 1.3.2.2.], soit des magmas intermédiaires, peu à légèrement évolués [Debeuf, 2009, Nehlig et al., 2013].

La cartographie précise des fonds marins entre Petite Terre et le nouvel édifice volcanique révèle un alignement d'anciens cônes volcaniques, **ride volcanique**, hérités d'épisodes volcaniques antérieurs [FIGURE 1.3 et FIGURE 1.4]. L'alignement s'agence sur deux axes E-O et N130-150°, cohérents avec l'orientation N145° globale de l'archipel des Comores [Debeuf, 2009, Audru et al., 2006]. La structure du Fer à Cheval, localisée à ~ 15 km de la côte Est de Petite Terre, et le nouvel édifice volcanique, localisé à l'apex Est, sont inclus dans cette ride [Feuillet et al., 2021], représentée en carte sur la FIGURE 1.3 .

1.2.1. Petite-Terre : les dernières traces du volcanisme

Les dernières traces de volcanisme à Mayotte sont situées au nord-est de l'île, sur Petite Terre, et sont datées entre ~ 1.2 Ma et 7 ka [Deplus et al., 9-13 December 2019, Nehlig et al., 2013, Zinke et al., 2003]. Cependant, la datation de dépôts de cendres dans le lagon montre une dernière trace plus récente de volcanisme aérien, datée à ~ 4 ka [Zinke et al., 2003]. Aucune datation n'existe à ce jour pour les produits du volcanisme sous-marin. Des analyses sont en cours sur les roches prélevées sur la structure du Fer à Cheval, et plus largement sur la ride volcanique, lors des différentes campagnes océaniques depuis Mai 2019 [Berthod et al., 2021]. En surface, le volcanisme se caractérise par des coulées, des cônes de type stromboliens et par une forte explosivité liée à des éruptions phréato-magmatiques.

Le lac de Dziani Dzaha, ou « lac de cratère », localisé à l'Est de Petite Terre [FIGURE 1.3 cratère violet], s'est formé lors d'une éruption phréato-magmatique violente [Debeuf, 2009]. L'interaction eau-magma a pu se produire par l'interférence du **système hydrothermal** lors l'infiltration de l'eau et la remontée du magma le long de failles normales orientées NNO-SSE sur Petite Terre [Nehlig et al., 2013]. Le système hydrothermal, identifié depuis 1998, est toujours actif. Cette activité est attestée par le dégazage en surface et les anomalies de températures, $\sim 300^\circ$ Liuzzo et al. [2022] enregistrés sur deux principaux sites (lac Dziani Dzaha et la plage de l'aéroport sur Petite Terre, FIGURE 1.3) [Nehlig et al., 2013, Liuzzo et al., 2021, 2022, Cadeau et al., 2022]. Les deux sites actifs sont localisés le plus à l'Est de Petite Terre, soit dans le prolongement de la ride volcanique comprenant le Fer à Cheval et, maintenant, le nouvel édifice volcanique. Les concentrations sont élevées en gaz volcaniques (CO_2 , CH_4 et He) originaires de la partie profonde du système hydrothermal, dont la source thermique serait localisée à $\sim 17-19$ km, au niveau du MOHO [Liuzzo et al., 2022, Nehlig et al., 2013]. Un changement de la composition chimique des gaz (mesurée depuis 2005 et de façon plus précise depuis 2018) est enregistré depuis Mai 2018, sans exclure qu'il ait eu lieu avant [Liuzzo et al., 2021, 2022]. Les émissions de CO_2 en contexte volcanique sont associées à une exsolution des gaz contenus dans

le magma lors de sa remontée. Dans le cas du système hydrothermal de Petite Terre, les gaz ont subi une remontée rapide en surface depuis une source magmatique commune et profonde ($\sim 15\text{-}20$ km) [Liuzzo et al., 2021].

1.2.2. La zone du Fer à Cheval

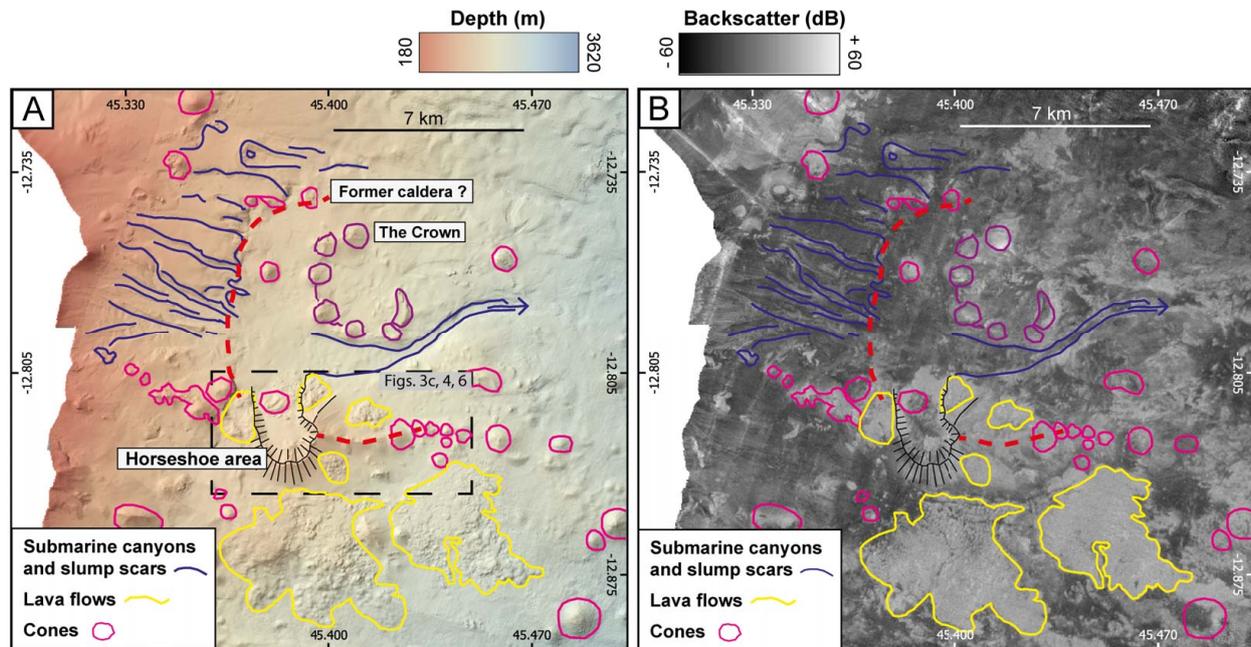


FIGURE 1.4 – Carte géomorphologique de la bathymétrie interprétée, figure extraite de [Puzenat et al. \[2022\]](#). **A**) Bathymétrie de la zone du Fer à Cheval comprenant au Nord la structure de la Couronne (*The Crown*). Les traces d’anciens épisodes volcaniques sont soulignés : les cônes éruptifs (en violet) et les coulées de lave (en jaune). Les structures héritées de l’érosion sont aussi présentes, comme les canyons (en bleu). **B**) Carte de la réflectivité du plancher océanique mesurée lors de la campagne océanique MAYOBS1 [[Feuillet et al., 2021](#)]. La réflectivité met en évidence les différentes natures de roche présentes dans la zone du Fer à Cheval.

La nature des laves échantillonnées sur les cônes de la ride volcanique sous-marine à l’Est de Petite Terre est variable, de basanites à phonolites [cf., Annexe 1.3.2.2.]. Des **maars**, qui témoignent d’épisodes volcaniques de forte explosivité, ont aussi été observés le long de la ride volcanique, et plus précisément dans la zone du Fer à Cheval. Les maars sont issus d’éruptions phréato-magmatiques, quand la lave et/ou le magma entre en interaction avec l’eau dont la vaporisation instantanée induit une réaction explosive violente. Les différents types de structures, de débris éruptifs et de compositions de laves indiquent une grande variabilité de style éruptif impliquant plusieurs zones de stockage et différents épisodes volcaniques successifs [[Audru et al., 2006](#), [Debeuf, 2009](#), [Nehlig et al., 2013](#)].

Au cours de la crise sismique de Mayotte, deux zones distinctes localisées le long de la ride volcanique enregistrent une intense activité sismique [cf., chapitre suivant]. L’activité la plus proche des côtes Est de Petite Terre est détectée à $\sim 5\text{-}20$ km au niveau d’une structure appelée « **Le Fer à Cheval** » (*Horseshoe*, [FIGURE 1.3](#) et [FIGURE 1.4](#)) au sein de la ride volcanique

sous-marine.

La structure du Fer à Cheval est un ancien cône volcanique sous marin, de ~ 4 km de diamètre, situé à 1500 m sous le niveau de la mer et $\sim 10-14$ km des côtes Est de Petite Terre [FIGURE 1.3]. Son centre est marqué par une forme en « U », liée à une probable déstabilisation, non datée aujourd’hui [Feuillet et al., 2021, Puzenat et al., 2022]. Le Fer à Cheval s’est édifié sur une ancienne fissure éruptive de laquelle sont issus des cônes circulaires et des coulées de laves postérieurs à sa formation [FIGURE 1.4]. Les échantillons de lave prélevés sont de nature phonolitique à texture microlithique [cf., Annexe 1.3.2.2.], plus évoluées que celles prélevées sur le nouvel édifice volcanique. La texture fine des laves indique une remontée rapide depuis le réservoir jusqu’en surface [Berthod et al., 2021].

Par ailleurs, la zone du Fer à Cheval se caractérise par une forte activité fumerolienne, i.e., du dégazage, en augmentation depuis le début de la crise [Liuzzo et al., 2021, 2022]. Lors de la première campagne océanique en Mai 2019, 2 panaches acoustiques de ~ 1000 m de haut ont été observés au centre du Fer à Cheval [FIGURE 1.3 étoile verte]. Ils sont depuis suivis par des mesures géochimiques dans la colonne d’eau (CTD, sondeur multi-faisceaux, *glyder*). Entre Mai 2018 et Novembre 2022, le nombre de panaches détectés augmente, de 2 à 21. Le dernier site d’émission ayant été détecté en Juillet 2022 (MAYOBS23, Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al. [2021]). La composition des panaches est dominée par une forte concentration de CO_2 , de CH_4 et H_2 , d’origine magmatique.

Les fluides hydrothermaux (aqueux et/ou gazeux) qui circulent dans la partie superficielle, poreuse et fracturée de la croûte, sont mis en évidence par la variation des vitesses sismiques et la conductivité du milieu [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Darnet et al., 2022, Lavayssière et al., 2022]. Plus en profondeur, la présence d’anciens chemins (*dikes*) plus ou moins cristallisés (*mush*) et de fusion partielle est aussi suggérée. Alors, une source magmatique profonde et commune peut être supposée au système hydrothermal de Petite Terre et au dégazage dans la zone du Fer à Cheval. La présence d’une structure extensive, comme l’escarpement de faille superficielle [FIGURE 1.3 et FIGURE 1.4] entourant le Fer à Cheval peut favoriser l’infiltration d’eau et/ou la remontée de magma entre la surface et des profondeurs plus élevées Debeuf [2009], Nehlig et al. [2013], Feuillet et al. [2021], Puzenat et al. [2022].

Le dégazage du Fer à Cheval, en constante augmentation en lien avec l’activité sismique, soutient l’hypothèse de la ré-activation et/ou de l’alimentation d’une circulation dynamique des fluides en profondeur. La présence et la composition de ces gaz sont le reflet de la dynamique interne des fluides dans le large système magmatique de Mayotte ré-activé lors de la crise sismo-volcanique (Mai 2018 - toujours en cours en Janvier 2023).

1.3. Histoire éruptive du Fani Maoré (2018-2022)

1.3.1. La découverte du volcan Fani Maoré (MAYOBS 1 - Mai 2019)

La découverte du nouvel édifice volcanique est issue d’un différentiel de relevés bathymétriques entre 2014 [Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, SHOM] et les

nouveaux relevés de Mai 2019. Le nouvel édifice, d'un volume estimé de $5.0 \pm 0.3 \text{ km}^3$ de laves fraîchement éruptées culmine à $\sim 824 \text{ m}$ de haut dont la base se situe à 3500 m sous le niveau de la mer. Il se localise à $\sim 50 \text{ km}$ à l'est des côtes mahoraises de Petite Terre [-12.54° ; 45.43°] dans le prolongement de la ride volcanique sous marine [FIGURE 1.3 et FIGURE 1.5] [Feuillet et al., 2021, Puzenat et al., 2022, Masquelet et al., 2022], .

Les prélèvements par dragages, marqués sur la FIGURE 1.5, ont permis de déterminer la nature des laves fraîchement émises. Il s'agit de **pillow lavas** (laves en coussin, typiques des éruptions sous-marines) basanitiques, soit des basaltes alcalins [cf., Annexe 1.3.2.2.], de différenciation faible, appauvris en silicate (4-5 wt% MgO) [Feuillet et al., 2021, Berthod et al., 2021]. Toutefois, les laves du Fani Maoré sont plus riches en silicate que celles des anciens maars avoisinants, composées de phonolites et de téphrites liées à des éruptions antérieures, plus différenciées, plus explosives [Debeuf, 2009, Berthod et al., 2021]. Une pluralité de compositions de laves en surface induisent donc une multiplicité des zones et des temps de stockage et ainsi des dynamiques en profondeur.

La haute vésicularité des laves est observée à travers l'éclatement des échantillons ramenés en surface sous l'effet de la dépressurisation rapide et de l'expansion des gaz piégés [Berthod et al., 2021, 2022]. Nommées « *popping rocks* », ces laves fraîches explosives portent la marque leur récente formation [Feuillet et al., 2021].

Des panaches de gaz d'une hauteur de $\sim 1900 \text{ m}$ sont détectés par sondage acoustique de la colonne d'eau à l'aplomb du sommet de l'édifice volcanique. La forte réverbération du signal acoustique met en évidence une forte charge particulaire, i.e. une masse de matière en suspension véhiculée dans la masse d'eau, suggérant la présence de fragment de matière (pyroclastique/hyaloclastique) et/ou de gaz dissous (gouttes ou bulles de gaz) [Feuillet et al., 2021]. Les fortes concentrations de volatiles ($H_2 = 550 \text{ nM}$, $CH_4 = 831 \text{ nM}$, $CO_2 = 34 \mu\text{M}$), les températures anormalement élevées et l'anomalie de pH décrivent une origine volcanique et/ou magmatique [Feuillet et al., 2021]. Par ailleurs, la présence des panaches acoustiques et les *popping rocks* attestent que le Fani Maoré est un très jeune édifice volcanique, probablement en activité au moment de la mission MAYOBS1 Berthod et al. [2021].

1.3.2. Évolution de l'édifice principal et expansions latérales

Les profils de sismique réfraction montrent que le nouvel édifice du Fani Maoré s'est construit sur des cônes volcaniques pré-existants, issus d'anciens épisodes volcaniques, non datés [Masquelet et al., 2022]. En profondeur, l'étude montre un système d'alimentation magmatique complexe comme en témoigne le grand nombre de *dike* et de *sill* fossiles sous la ride volcanique ($Z < 5 \text{ km}$) [Masquelet et al., 2022]. La formation du volcan Fani Maoré s'inscrit dans la continuité du volcanisme sous-marin à l'Est de Mayotte, dont les structures pré-existantes attestent d'une histoire ancienne.

Plusieurs points de sortie de lave, i.e., de nouvelles coulées, ont été identifiés par mesures géophysiques à haute-résolution (MBES, AUV [*Autonomous Underwater Vehicles*], ROV) lors des suivis réguliers par le REVOSIMA [Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al., 2021, Deplus et al., 9-13 December 2019, RINNERT et al., 2019].

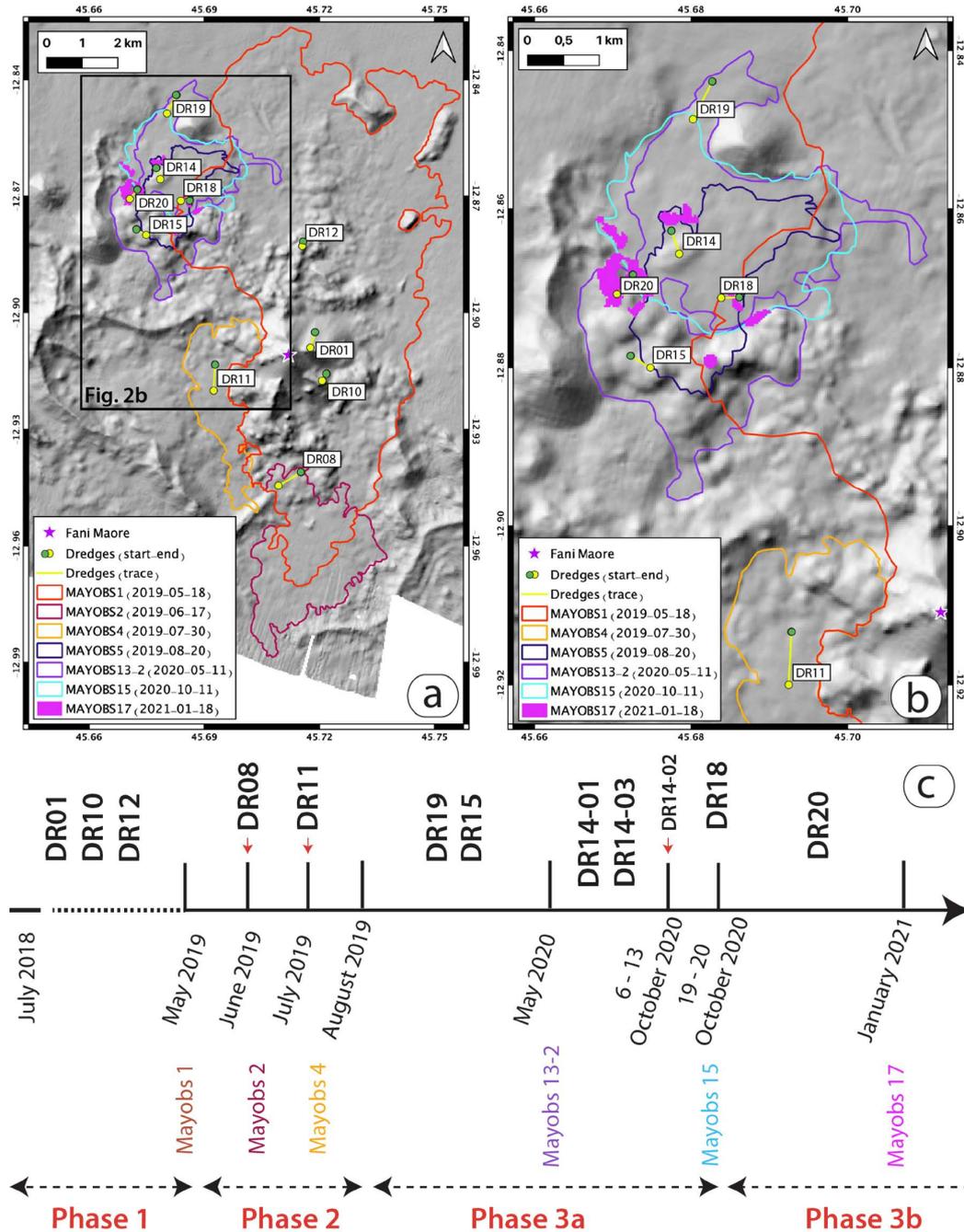


FIGURE 1.5 – Carte bathymétrique de l'évolution géomorphologique des coulées lors de l'édification du Fani Maoré, figure extraite de Berthod et al. [2022]. **Gauche**) Carte bathymétrique délimitant les différentes coulées de laves qui ont été identifiées lors des différentes campagnes marines MAYOBS Feuillet [2019], Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al. [2021] et l'emplacement des échantillons issus des dragues (e. g., DR11). La direction du dragage est marquée par une flèche jaune. **Droite**) Zoom sur la dernière zone d'activité, correspondant à la zone du Tiktak où les laves les plus récentes sont représentées en rose. **Bas** Chronologie de l'évolution géomorphologique du Fani Maoré résumée en quatre phases selon l'emplacement en surface et la composition chimique des laves. L'éruption s'amorce par la construction de l'édifice principal (phase 1), continue par une accrétion latérale S-SO (phase 2) avant de se poursuivre sur un nouveau point de sortie au N-NO (phase 3a et 3b) qui se distingue en composition chimique.

La cartographie des coulées, la sismique réfraction de l'édifice et l'analyse pétro-chimique de la composition des laves fraîches draguées sur le Fani Maoré montrent quatre phases distinctes dans l'évolution de la dynamique éruptive et de l'alimentation profonde qui prennent part à sa construction [Deplus et al., 9-13 December 2019, Berthod et al., 2022, Masquelet et al., 2022]. Les points d'émissions et la délimitation morphologique des coulées de laves rattachés aux différentes phases d'édification sont présentés sur la [FIGURE 1.5](#).

1.3.2.1. Naissance de l'édifice (Mai 2018 - Mai 2019)

Entre Juin-Juillet 2018, naissance probable du nouvel édifice [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020], et Mai 2019, sa découverte [Feuillet et al., 2021], des laves basanitiques vitreuses peu évoluées sont remontées directement et suffisamment rapidement pour ne permettre qu'une micro-cristallisation tardive et superficielle depuis une source asthénosphérique profonde ($Z \geq 30$ km) [Berthod et al., 2021]. C'est la phase 1 lors de laquelle le plus large volume de lave est émis, $V \sim 5$ km³ [Lemoine et al., 2020, Feuillet et al., 2021, Peltier et al., 2022], ce qui constitue l'édifice principal cartographié (en orange) sur la [FIGURE 1.5](#). La mise en place du REVOSIMA, en juin 2019, n'a pas permis de suivi morphologique ni de prélèvements de roches des différentes phases qui ont constitué l'édifice principal pendant la première année de sa construction.

1.3.2.2. Expansion latérale de l'édifice (Mai 2019 - Janvier 2021)

Entre Mai et Août 2019 (phase2), l'accrétion du volcan se développe latéralement, sur le flanc SSO [[FIGURE 1.5](#) jaune et grenat] [Masquelet et al., 2022], avec un enrichissement des laves en magma de nature tephri-phonolithiques [cf., Annexe 1.3.2.2.]. La migration des laves en surface est interprétée en profondeur par un changement de trajectoire du *dike*, qui perfore une ancienne zone de stockage superficielle et plus différenciée, i.e., dont le temps de séjour du magma est plus long [Berthod et al., 2022].

Entre Août 2019 et Janvier 2021 (derniers indices d'une activité éruptive), la troisième phase s'initie ~ 6 km au N-O, dans la zone nommée Tiktak [Saurel et al., 2022, Bazin et al., 2022] [[FIGURE 1.5-b](#) violet, turquoise et rose] où des laves incandescentes ont été imagées par caméra sous-marine (SCAMPI [Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al., 2021, RINNERT et al., 2019]). Aucune variation n'est enregistrée dans la composition des laves, soit des basaltes basanitiques mixés avec le magma différencié du réservoir superficiel.

L'analyse pétro-chimique montre que le réservoir superficiel s'est entièrement vidangé entre Octobre 2020 et Janvier 2021, par l'émission de laves en surface à travers le *dike* (phase 3b, selon Berthod et al. [2022] ou quatrième phase). La re-mobilisation du réservoir superficiel est responsable des taux d'émissions importants enregistrés pour la formation du Fani Maoré [Peltier et al., 2022], désignée comme la plus large éruption sous-marine documentée [Feuillet et al., 2021].

La surveillance hydro-acoustique de la dynamique éruptive a pu être réalisée par le couple bathymétrie-sismologie dans la zone du TikTak. En effet, l'analyse sismologique, soit la détection et la localisation des signaux hydro-acoustiques ($f > 120$ Hz) enregistrés par les capteurs

OBH et les HYDROBS, couplée aux relevés bathymétriques réguliers, ont permis le suivi de l'évolution des fronts de coulées Nord-Ouest entre Décembre 2020 et Mars 2021 [Bazin et al., 2022, Saurel et al., 2022]. La source de ces signaux est encore discutée et une analyse approfondie des caractéristiques temporelles et spectrales reste nécessaire. L'interaction explosive eau-lave (vaporisation) en fond de mer est l'hypothèse avancée [Bazin et al., 2022].

Le volume estimé du Fani Maoré est passé de 2.55 km³ en Novembre 2018 [Lemoine et al., 2020] à 6.55 km³ en Janvier 2021, avec un flux éruptif moyen de 176 m³. Depuis Avril 2021, aucune nouvelle coulée n'a été détectée, ce qui montre un arrêt de l'éruption en surface. Cependant, le dégazage, indice de l'activité hydrothermale, et l'activité sismique restent anormalement élevés dans la zone, ce qui nous incite à ne pas exclure la possibilité d'un regain d'activité.

Les analyses révèlent la présence de zones de stockage de magma, i.e., *sill*, ou de *mush* dans la partie crustale de la lithosphère, $Z < 15-20$ km (MOHO, Foix et al. [2021], Dofal [2021], Lavayssière et al. [2022]) sous la chaîne volcanique entre le Fani Maoré et Petite Terre.

Comme pour le suivi de la micro-sismicité acoustique dans la zone du TikTak, l'alimentation profonde de l'éruption sous-marine est perçue par le réseau d'instruments terrestres et marins, comprenant des capteurs GNSS, vélocimétriques, accélérométriques et des hydrophones (capteurs de pression). Nous présenterons, chapitre suivant, les résultats du suivi sismologique et géodésique de la crise sismique de Mayotte.

En conclusion, les étapes de la formation du nouvel édifice volcanique sont révélatrices des changements de dynamique interne qui ont affecté les structures responsables de l'alimentation profonde.

Conclusion

Le contexte extensif géodynamique passé (création du Canal du Mozambique) et actuel (ouverture du Rift Est Africain) ont affecté la zone de l'archipel des Comores à l'échelle régionale et contrôlent la formation des structures (*rift zones*, *dikes*, failles, etc) dont dépendent la circulation de fluides, autant hydrothermaux que magmatiques.

La région de l'archipel des Comores est une zone complexe. Les débats sur la nature de la lithosphère, le type de volcanisme à l'origine de la formation des îles et leurs présences en tant que frontière de plaque subsistent. La crise sismique de Mayotte et le volcanisme du Fani Maoré s'imposent dans ces débats par la nature des laves du Fani Maoré cohérente avec la dernière phase du volcanisme de Mayotte, majoritairement sous-marin, mais aussi par la re-mobilisation d'anciennes zones de stockage magmatique profondes, dont les indices sont visibles en surface.

Les anciennes zones de stockage viennent affecter la dynamique éruptive du Fani Maoré lors de sa formation. Quatre phases de développement sont mises en évidence depuis sa naissance, supposée en Juin-Juillet 2018, sa découverte en Mai 2019, et son suivi morphologique régulier [Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al., 2021].

La majeure partie de l'édifice s'est construite lors de la première année de la crise sismique (phase 1), suivie d'une expansion latérale SSO (phase 2) et d'une dernière phase éruptive dans la zone du TikTak au NO (phase 3a et 3b). La transition Nord du point de sortie, accompagnée d'un changement de composition des laves, s'explique en profondeur par un changement dans la trajectoire du *dike* qui perfore un réservoir superficiel fossile [Berthod et al., 2021, 2022, Foix et al., 2021, Masquelet et al., 2022].

Les anciennes zones de stockage, qui ont alimenté les épisodes éruptifs dont sont issus les structures de la ride volcanique, ont été re-mobilisées au cours de la crise sismo-volcanique de Mayotte. La zone du Fer à Cheval, dont la cicatrice d'un possible effondrement de caldeira est visible en surface ainsi qu'une augmentation constante du dégazage, est le siège de la deuxième composante de la crise : l'activité sismique principale (Essaim Proximal). Les liens, superficiels ou profonds, entre la zone proximale, du Fer à Cheval, et la zone distale, du Fani Maoré, restent encore à résoudre.

À l'échelle locale, l'étude de la sismicité, et plus précisément de la sismicité basses fréquences, nous renseignera sur l'état des zones de stockage, récentes ou re-mobilisées sous la ride volcanique à l'est de Mayotte. Avant d'arriver au sujet principal de cet thèse : la caractérisation des signaux sismiques VLF, nous poursuivons l'état de l'art par le suivi sismologique et géodésique de la crise sismique depuis les premières analyses conduites entre Mai 2018 et Mars 2019, jusqu'à aujourd'hui.

Annexe A : Nature des roches volcano-magmatiques de Mayotte

L'analyse de la composition chimique des laves et des xénolites, et la classification des différents faciès permettent de nous renseigner sur la composition du substratum lithosphérique et de retracer l'évolution des magmas, de l'origine du volcanisme jusqu'à la surface. La faible teneur en Silice, SiO_2 , caractérise la série alcaline des roches volcaniques prélevées à Mayotte [Fig.1.6]. Elles sont dites « sous-saturées » et dénotent une origine magmatique de type intermédiaire, avec un taux de fusion partiel faible associée à une possible anomalie thermique de type point chaud [Audru et al., 2006, Nehlig et al., 2013].

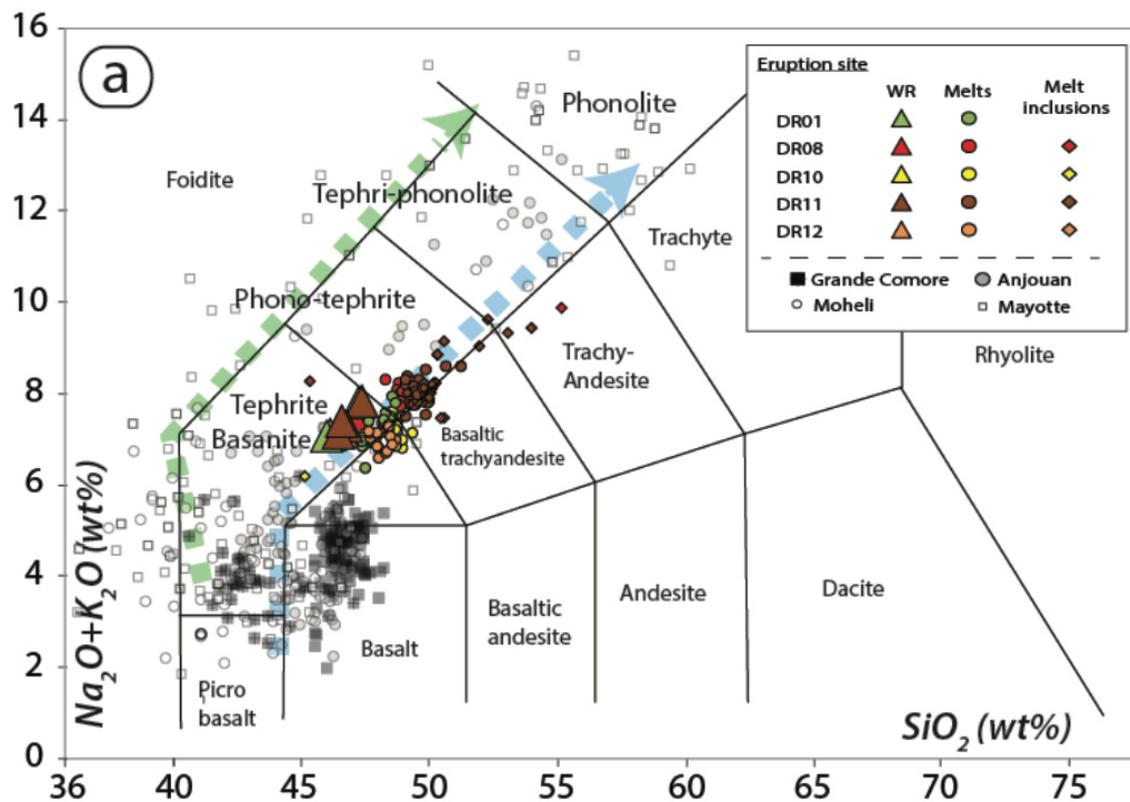


FIGURE 1.6 – Diagramme de nomenclature de la composition chimique des laves de type alcalin-silice. Le volcanisme a subi une influence de la tectonique qui se reflète par une augmentation de l'alcalinité des laves causée par la fusion partielle de la lithosphère. La figure est extraite Berthod et al. [2021].

Les basaltes basanitiques, ou **basanites**, sont des roches de texture microlithique porphyrique, composées de micro-cristaux de plagioclase. À Mayotte, elles présentent des enclaves, i.e., xénolites, d'olivine et/ou de pyroxènes provenant du manteau. Les basanites sont des laves fluides qui une fois en surface forment des épanchements et des coulées. Les basanites de Mayotte sont très vésiculées, ce qui indique la présence de gaz dans les magmas issus d'une source en profondeur qui dégaze par percolation.

Les **téphrites** sont des basaltes de texture microlithique constituées en majorité de plagioclase. À Mayotte, ce faciès est souvent retrouvé mélangé à des laves plus basiques (e.g.,

basanites, Fig.1.6) [Debeuf, 2009, Nehlig et al., 2013].

Les **phonolites** ont une texture microlitique contenant des micro-cristaux de clinopyroxène et plus rarement de feldspath (néphélines et augites). Ce sont des laves plus différenciées, avec une plus haute teneur en silice [Fig.1.6], résultantes de la cristallisation fractionnée liée à un temps de séjour plus long dans le réservoir magmatique. L'enrichissement en silice rend les laves phonolitiques plus visqueuses. En surface, elles forment des cumulus massifs au dessus du point de sortie. La profondeur du réservoir magmatique où se différencient les laves est estimée à ~ 15 km [Debeuf, 2009], au niveau du MOHO.

Des enclaves de roches plutoniques, ou **xénolites**, sont extraites, plus ou moins violemment, lors de la remontée du magma vers la surface. Les xénolites sont des enclaves de roches d'une origine différente de la lave qui les contient. Les xénolites prélevées à Mayotte sont des dunites et des pyroxénites au niveau de Petite Terre, et des ijolites (néphéline et augite) et des amphibolites dans le Sud de Grand Terre [Nehlig et al., 2013]. La nature des échantillons de manteau prélevés sur Petite Terre est cohérente avec la composition du manteau. Les xénolites du Sud de l'île sont d'origine plus complexe et ont subi des processus d'altérations (manteau métasommatisé, métamorphisme, présence H_2O).

Les éruptions **phréato-magmatiques**, i.e., réactions explosives liées à l'interaction eau-magma, produisent des dépôts de brèches volcaniques de tailles et d'origine variables, appelés **maars**, dans lesquels des extraits de récifs coralliens, des ponces, des laves et des morceaux de chambre magmatique sont mélangés.

Chapitre 2

Suivi sismologique de la crise sismo-volcanique de Mayotte (2018-2022)

Sommaire :

2.1. Première année de la crise sismique	39
2.1.1. Mise en place des deux essaïms de sismicité	39
2.1.2. Chronologie de la crise perçue par la déformation	41
2.1.3. Amorce de la crise et alimentation profonde	44
2.1.4. Sismicité très basse fréquence : les signaux VLF	45
2.2. Esquisse des zones de stockage magmatique	46
2.2.1. Développement du réseau de surveillance	46
2.2.2. Dynamique de la sismicité distale (2019-2022)	48
2.2.3. Dynamique de la sismicité proximale (2019-2022)	50

Introduction

Il est nommé **crise** un état, une situation ou un phénomène qui survient de façon brusque et intense, venant s'extraire d'un régime normal. En mai 2018, ce fut le cas de l'amorce de l'activité sismique à ~ 50 -60 km à l'Est des côtes de Petite Terre qui contraste avec un contexte régional calme.

En effet, la sismicité historique montre que la région de l'archipel des Comores enregistre une sismicité faible et diffuse avec moins de 25 événements tectoniques majeurs, de magnitude $M_w > 5$, entre 1900 et 2018 [Bertil et al., 2021]. Les derniers séismes tectoniques régionaux localisés au Nord-Ouest de Mayotte montrent des mécanismes au foyer décrochant dextres et extensifs. Ces mécanismes sont sous la double influence du contexte tectonique régional actuel

[Famin et al., 2020], qui combine la propagation S-SE du Rift Est Africain [Stamps et al., 2008, Michon et al., 2022] et le point chaud des Comores [Mazzullo et al., 2017], et passé, marqué par le partitionnement du Gondwana initié fin du Jurassique [Riley and Knight, 2001].

Les premiers évènements ressentis par la population, qui précèdent la découverte d'un nouvel édifice volcanique, le Fani Maoré [cf., Chapitre précédent], sont venus rompre avec le contexte sismique calme et marquent l'amorce de la crise sismique de Mayotte.

Le 10 Mai 2018, le premier séisme survient à 23h19min ($M_L = 4.3$, Lemoine et al. [2020]), c'est l'amorce de la crise sismique. Puis, le 14 Mai 2018 à 14h41min, un évènement de magnitude $M_L = 5.2$. Le 15 Mai à 15h48min, un séisme de magnitude $M_w = 5.9$ (Catalogue GMT, Ekström and Dziewonski [2012]) frappe Mayotte et ses habitants, c'est le plus énergétique de la crise, le dixième de magnitude supérieure à 4 en trois jours.

Pendant ces trois jours, les écoles sur l'île resteront fermées et une partie de la population loge à l'extérieur (e.g., sur des terrains de foot). Ces évènements inhabituels vont provoquer une crise politique dans un contexte social et économique déjà difficile [Fallou et al., 2020, Devès et al., 2022], poussant les décideurs à s'enquérir auprès de la communauté scientifique de l'ampleur des risques encourus, e. g., la formation de tsunamis liés à la déstabilisation sur le fond marin (séismes, éboulements, glissements de terrains) [Poulain et al., 2022].

C'est en allant effectuer des relevés *in situ* lors de la campagne marine MAYOBS1, menée du 2 au 19 Mai 2019, un an après l'activation de la sismicité, que les scientifiques découvrent le Fani Maoré Feuillet et al. [2021]. Malgré le fait que la composante magmatique et/ou volcanique de la crise ait déjà été évoquée, (e. g., par le calcul de la *b-value* et la présence de signaux basses fréquences), la découverte du volcan vient confirmer l'origine magmatique de la crise sismo-volcanique de Mayotte.

Le BRGM [Bureau des Recherches Géologiques et Minières], ayant une antenne sur place, est le premier à intervenir dans la surveillance de la crise. Les premiers éléments publiés par Lemoine et al. [2020], suivis par Mercury et al. [2022], démontrent la difficulté d'opérer une surveillance de crise avec le peu d'instruments déployés [FIGURE 2.1]. L'étude de Cesca et al. [2020], qui paraît moins d'un an après la découverte du nouvel édifice volcanique et détaillée dans Feuillet et al. [2021], est réalisée avec les stations régionales et télé-sismiques. Enfin, un travail de détection et de re-localisation précise de la sismicité de magnitudes supérieures à ~ 3 entre Mai 2018 et Février 2019 est réalisé : d'abord manuellement, puis par différentiel des arrivées P et S à la station YTMZ (Mayotte), finalement consolidé par la méthode relative, HypoDD [Mercury et al., 2022]. Ces analyses seront un point d'ancrage pour la chronologie de la crise sismique et la corrélation temporelle de nos analyses. Les résultats de ces travaux seront présentés dans un premier axe de ce chapitre, seuls indicateurs de l'amorce de la crise et de la mise en place des phénomènes toujours en cours actuellement.

Dans la suite de la découverte du volcan (Mai 2019), la création du [Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network \(REVOSIMA\)](#) et al. [2021] (Juin 2019) pour la surveillance de crise a permis le développement du réseau local d'instruments et une amélioration

de la précision du catalogue de sismicité et du modèle de vitesse régional, [Saurel et al., 2021, Lavayssière et al., 2022]. Ces informations, couplées avec les études géodésiques, sont venues enrichir notre compréhension des processus impliqués dans la crise sismo-volcanique. Ces résultats seront présentés dans le second axe de ce chapitre. À l’issue duquel nous aurons établi un état de l’art, qui se veut le plus complet possible, des connaissances à ce jour disponibles pour la compréhension du contexte et des phénomènes en cours dans lesquelles se niche la source des signaux VLF.

2.1. Première année de la crise sismique (Mai 2018 - Février 2019)

La crise sismique, dès la première année, se manifeste en deux zones géographiquement distinctes. La première, la zone du Fani Maoré, qui comprends le premier essaim sismique, distale au regard des côtes mahoraises. La deuxième, la zone du Fer à Cheval, est localisée entre Petite-Terre et l’emplacement du volcan Fani Maoré, proximale aux côtes Est de Petite-Terre. En regard des travaux de re-localisation de la sismicité pendant la première année de la crise [Mercury et al., 2022], le premier essaim (en bleu sur la [FIGURE 2.1](#)) et l’essaim Distal (en jaune sur la [FIGURE 2.1-Gauche](#)) sont maintenant unifiés en un même essaim [Mercury et al., 2022], nommé **Distal**, pour s’accorder aux travaux de Saurel et al. [2021], Lavayssière et al. [2022], après re-localisation.

2.1.1. Mise en place des deux essais de sismicité

Lorsque la crise s’amorce entre le 10 Mai et le 9 Juin 2018, la première séquence inclut une sismicité infra-distale (dans la partie la plus à l’ouest de la sismicité distale) à ~ 30 km à l’est de Mayotte [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Mercury et al., 2022]. Les séismes sont localisés entre 30 et 45 km de profondeur, ce qui semble anormalement profond pour un contexte océanique. D’autant plus surprenant qu’au cours du premier mois de la crise, la croûte semble complètement asismique où les profondeurs n’excèdent pas 15 km [Mercury et al., 2022]. La sismicité migre rapidement (10-17 Mai 2018) vers sa position distale à ~ 40 -50 km de Mayotte (encore en activité aujourd’hui), après l’amorce de la crise. Il est comptabilisé plus de 130 tremblements de terre de magnitude $M_w > 4$, tous localisés dans le premier essaim qui comptabilise à lui seul 80% du total cumulé de moment sismique [Bertil et al., 2021, Mercury et al., 2022]. Amorcée autour du 25 Mai 2018, se poursuivant jusqu’au 9 juin 2018, une migration vers le SSE, en direction du volcan, s’accompagne d’une remontée lente des hypocentres de ~ 40 à ~ 25 -30 (1er Juin 2018) jusqu’à ~ 15 km (8=9 Juin 2018) [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Mercury et al., 2022]. Sur la [FIGURE 2.1-Droite](#), cette migration est marquée par une séparation nominale qui dépeint l’activité du premier essaim en un « 1a », puis, « 1b » après la migration.

La migration de mi-Juin 2018 marque une nouvelle séquence dans l’évolution de la crise car elle s’accompagne de l’amorce de la sismicité très basse fréquence (VLF), qui a lieu le 2 juin 2018 Cesca et al. [2020].

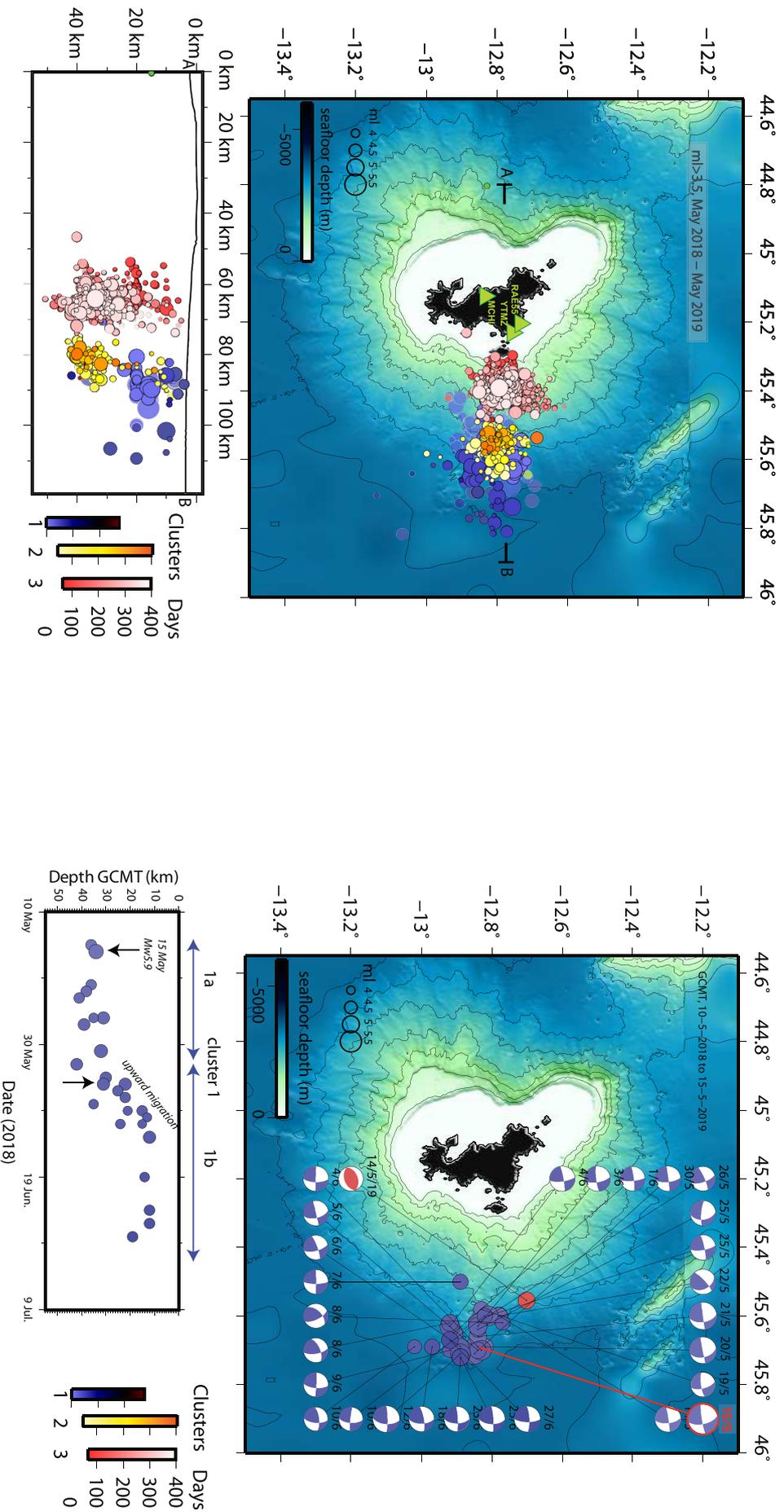


FIGURE 2.1 – Figures extraites de Lemoine et al. [2020]. **Gauche**) Localisation des trois essaims de sismicité actifs la première année (10 Mai 2018 - 15 Mai 2019). La chronologie s’organise trois séquences : premier essaim d’événements majeurs associés au *diking* (Mai-juillet 2018, en bleu) ; migration SE de l’essaim 1 (en bleu) couplée à l’amorce du drainage magmatique profond (15 Mai-Juillet 2018) qui déclenche l’essaim Distal (en jaune) ; apparition de l’essaim Proximal (en rouge) à ~ 15 km Est de Mayotte par la déstabilisation engendrée par la vidange du réservoir profond lors de l’éruption sous-marine (à partir d’Août 2018). **Droite**) Détail du premier essaim avec les 27 mécanismes au foyer proposés par le C-GMT [Ekström and Dziewonski, 2012]. La migration latérale amorcée le 4 Juin 2018 vers le sud-ouest, vers le volcan, et vers la surface, sépare l’essaim 1 en deux : 1a et 1b. La phase d’intrusion du *dike* lithosphérique remontant vers la surface est marquée par les mécanismes focaux en *strike-slip* et la migration de la sismicité.

Une diminution de l'activité sismique distale est enregistrée entre le 9 Juin et le 7 Juillet 2018, se séparant en deux zones verticalement distinctes [ellipses bleues sur la [FIGURE 2.2](#)]. L'une, est extrêmement superficielle, à moins de 15 km de profondeur et l'autre, plus profonde ($\sim 35-45$ km) se localise dans la partie la plus à l'Est de l'essai Distal (supra-distale, à ~ 60 km de Mayotte)[[FIGURE 2.1](#)] [[Mercury et al., 2022](#)].

La troisième séquence, entre le 3 Juillet au 17 Août, est marquée d'une part par la détection d'une sismicité (13 Juillet 2018), localisée à moins de ~ 13 km de Mayotte (en rouge sur la [FIGURE 2.1-Gauche](#)), et d'autre part, par l'apparition d'une déformation enregistrée sur toutes les stations du réseau GNSS [[Lemoine et al., 2020](#), [Cesca et al., 2020](#), [Mercury et al., 2022](#), [Peltier et al., 2022](#)]. Les séismes de l'essai **Proximal** sont localisés entre ~ 6 et ~ 20 km des côtes Est de Petite-Terre, à des profondeurs entre 10 et 30 km à l'amorce [[FIGURE 2.2](#)] [[Mercury et al., 2022](#)] et plus globalement ensuite, entre ~ 25 et 45 km [[Lemoine et al., 2020](#), [Cesca et al., 2020](#), [Saurel et al., 2022](#), [Lavayssière et al., 2022](#)]. Notons que la sismicité Proximal n'a pas été ni détecté ni localisée avant mi Juillet. Cependant, le manque de station locale et l'arrêt temporaire (mi-Juin - mi-Juillet 2018) de la station SBV (Nord Madagascar) ont pu affecté la détection et la localisation de la sismicité proximale, qui s'amorce lentement. Alors, l'affirmation d'une sismicité absence avant mi-Juillet 2018 reste relative au seuil de détectabilité ($M_L > \sim 3.5$) [[Mercury et al., 2022](#)]. La séparation nette et asismique qui existe entre l'activité sismique proximale et l'activité distale perdure aujourd'hui.

Entre le 22 Août et le 6 Septembre 2018 une sismicité entre ~ 4 et 23 km de profondeur est perçue dans l'essai Proximal, unique pour la période analysée (Mai 2018 - Février 2019) [[Mercury et al., 2022](#)]. La sismicité proximale est en moyenne plus active mais moins puissante, avec des magnitudes ne dépassant pas le seuil de 5 [[Bertil et al., 2021](#)], que l'essai Distal. Cependant, un appauvrissement énergétique significatif de l'essai Distal au profit de l'essai Proximal est remarqué à partir de Septembre 2018. L'intensification du nombre d'évènements, qui accompagne la pré-dominance énergétique de la sismicité proximale sur la sismicité distale, s'instaure à partir du 11 Septembre 2018 [[Mercury et al., 2022](#)].

Une divergence apparaît lorsque [Lemoine et al. \[2020\]](#) sépare la chronologie en deux séquences différentes (apparition de l'essai Proximal puis de l'essai Distal), tandis que [Cesca et al. \[2020\]](#) ajoute une dernière séquence entre Septembre 2018 et Mars 2019 (la fin de leur période d'analyse), avec une forte intensification de l'activité très basse fréquence (VLF) et l'apparition d'un nouveau type de sismicité, les LP, ou « longues périodes », tous deux associés à la présence de fluides [[Retailleau et al., 2022](#), [Cesca et al., 2020](#), [Feuillet et al., 2021](#)].

2.1.2. Chronologie de la crise perçue par la déformation

La déformation enregistrée par le réseau GNSS se déclenche à la suite du tremblement de terre majeur du 15 Mai 2018, puis s'intensifie progressivement pendant le premier mois [[Lemoine et al., 2020](#), [Peltier et al., 2022](#)]. Une forte déformation est enregistrée par l'ensemble des stations, soit un mouvement généralisé de l'île de Mayotte, à partir du 3 Juillet 2018, qui, en cumulé, atteint 4, 25 et 19 cm/an, pour les composantes nord, est et verticale respectivement,

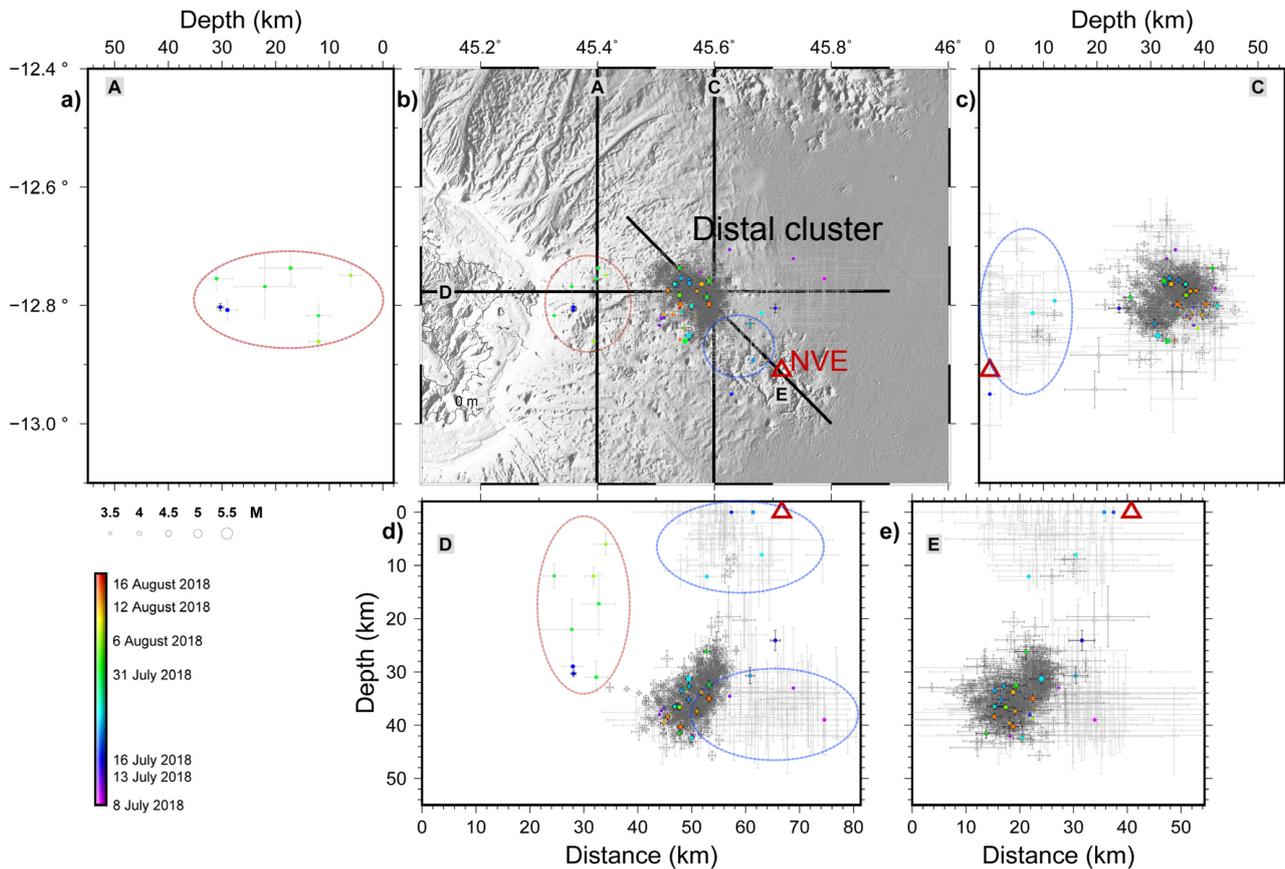


FIGURE 2.2 – Carte de l’apparition de la sismicité de l’essaim Proximal, le 13 Juillet 2018 à ~ 13 km à l’Est des côtes de Petite-Terre et à $\sim 10-15$ km à l’Ouest de l’essaim Distal. La figure est extraite et modifiée de Mercury et al. [2022]. **a)** Coupe Nord-Sud dans l’essaim Proximal (**A**) où l’activité se concentre entre $\sim 5-30$ km de profondeur. **b)** Carte des re-localisations manuelles, par différentiel S-P et par la méthode relative HypoDD de la sismicité entre le 10 Mai 2018 le 7 Juillet 2018 (points gris), entre le 7 Juillet 2018 et le 16 Août 2018 (points coloriés). L’échelle de couleur est chronologique. **c)** Coupe verticale Nord-Sud dans l’essaim Distal (**C**). La sismicité superficielle ($\sim 0-15$ km) de la deuxième séquence (9 Juin - 7 Juillet 2018) est soulignée par l’ellipse bleue. **d)** Coupe verticale Est-Ouest traversant Mayotte et les deux essaims Proximal et Distal (**D**). Les ellipses soulignent l’apparition de l’essaim Proximal (en rouge) et les migrations superficielles et supra-distales (en bleue). **e)** Coupe NO-SE dans l’essaim Distal jusqu’au volcan (**E**).

entre Juillet 2018 et Juillet 2020. Cette déformation significative entraîne des dégâts sur les infrastructures de l'île. Le maximum de déformation est perçu en Octobre 2018, avant de ralentir jusqu'en Juillet 2020 pour finalement atteindre un niveau résiduel à partir de Mai 2020. [Lemoine et al., 2020, Peltier et al., 2022].

La modélisation de la déformation entre Juillet 2018 et Novembre 2018, suggère un scénario qui se corrèle temporellement à celui de la sismicité :

- A) la **quiescence** ou la phase pré-éruptive, soit un état de déformation de fond enregistré depuis 2014 jusqu'au 15 Mai 2018.
- B) la phase de **fracturation** ou *dyking* en Mai 2018 : les prémices d'une déformation sont enregistrées uniquement sur la composante Est de la station GNSS la plus proche et sont accompagnés d'une intense activité sismique distale (essaim 1a, Fig.2.1). C'est la surpression de la chambre magmatique par la recharge profonde et la formation d'un conduit, empruntant des systèmes de failles pré-existantes, qui entraîne la répartition des contraintes dans la zone. Une source sphérique, dont la taille, 12 km, est estimée via l'étendue de la zone impactée par la sismicité, est modélisée à ~ 28 km sous le volcan [Fig.2.3]. Cependant, les incertitudes sur la localisation en profondeur causées par l'asymétrie du réseau de station sont grandes et la source profonde se situe possiblement entre 25 et 40 km [Lemoine et al., 2020], nouvellement localisée à ~ 24 km [Peltier et al., 2022], et/ou ~ 28 km [Mercury et al., 2022] .
- C) la phase de **drainage magmatique** entre Juin et début Juillet 2018 : l'absence de déformation horizontale et une légère subsidence sont enregistrées et soulignent le déplacement d'un volume de magma à travers la croûte. La chambre se draine d'un équivalent de volume injecté dans le *dike*, il n y a pas de perte de volume mais uniquement un transfert. Le *dike* est modélisé comme un conduit vertical de 20 km de long, 4 km de large, situé sous le volcan entre 2 et 22 km de profondeur [Fig.2.3]. Le volume de magma en transfert est estimé à $0.13e^9$ m³ pour une ouverture du conduit de 1.62 ± 0.7 m. La vidange active la sismicité profonde de l'essaim Distal par déstabilisation du réservoir, localisé plus à l'Est, plus proche du Fani Maoré. Elle s'accompagne d'une remontée des hypocentres et d'une migration en direction du sud-est (essaim 1b, Fig.2.1).
- D) la phase **éruptive** : une large subsidence de l'île vers l'Est atteignant un taux de ~ 25 cm/an est enregistrée sur toutes les stations GNSS du réseau à partir de début Juillet 2018, et est accompagnée maintenant deux essaims sismiques [Fig.2.3]. C'est la vidange du réservoir magmatique profond par le *dike* qui alimente l'éruption en surface et la formation du Fani Maoré. La vidange soudaine du réservoir profond entre Juillet et Novembre 2018 entraîne une déstabilisation des structures ~ 15 km à l'Est de Petite Terre et l'activité de l'essaim Proximal. L'accélération de la déformation, l'enfoncement globalisé de l'île vers l'Est, est causé par l'arrivée de la lave en surface, i. e., l'amorce de l'éruption sous-marine et de la naissance du Fani Maoré. La modélisation du réservoir profond en déflation donne un volume total de ~ 2.65 km³ en Novembre 2018.

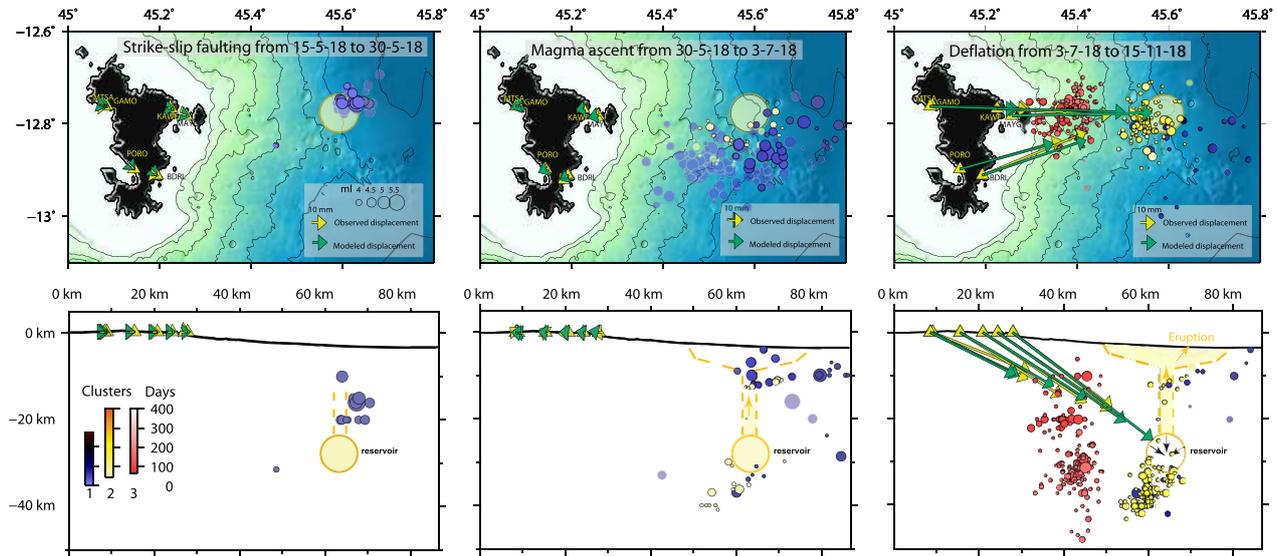


FIGURE 2.3 – Figures extraites de Lemoine et al. [2020]. De Gauche à droite) Reconstruction d'un scénario possible à partir des données GPS et sismologiques. Les phases B (fracturation), C (drainage), D (éruption) sont modélisées séparément.

2.1.3. Amorce de la crise et alimentation profonde

L'évolution des manifestations sismogènes sont à mettre en rapport avec l'alimentation profonde qui a conduit à l'éruption en surface, i. e., la formation du volcan Fani Maoré., entre Mai 2018 et Mars 2019. Le système magmatique de Mayotte, récemment ré-activé, est complexe et peu contraint, mais il englobe en profondeur les deux zones sismiquement actives.

L'essaim Distal est associé à l'alimentation profonde de l'éruption sous-marine, sous influence de la tectonique régionale [Lemoine et al., 2020, Berthod et al., 2021, Bertil et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Mercury et al., 2022]. Les différentes migrations de la sismicité traduisent des migrations et transferts de magma qui ont transité depuis une zone de stockage magmatique profonde (ou *mush*) jusqu'en surface. Après une mise en place fin mai 2018, reliée à la recharge profonde d'origine mantellique [Mercury et al., 2022, Berthod et al., 2021], la sismicité est associée à l'ouverture et la propagation du *dike* néo-formée à travers la lithosphère [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Feuillet et al., 2021]. Les mécanismes au foyer de type décrochant (*strike-slip*) supportent l'hypothèse d'un processus de *diking* [Bertil et al., 2021].

L'apparition de la sismicité basse fréquence et très basse fréquence (VLF) suivie de la sismicité proximale, soit la troisième séquence, est interprétée comme l'accommodation de la déflation générée par la déstabilisation et la vidange d'un réservoir profond à l'Ouest par la réactivation de failles pré-existantes survenant dans les structures les plus proches de Mayotte [Lemoine et al., 2020, Feuillet et al., 2021, Mercury et al., 2022]. Les séismes superficiels de l'essaim Proximal, $Z > 25-30$ km sont associés à l'ouverture des chemins qui amènent les fluides jusqu'en surface, alimentant le dégazage de la Zone du Fer à Cheval [Foix et al., 2021, Mercury et al., 2022], depuis un réservoir intermédiaire déstabilisé à ~ 30 km de profondeur [Foix et al., 2021, Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Mercury et al., 2022].

La combinaison des différentes analyses de la sismicité et de la déformation suggèrent la présence d'une zone de stockage magmatique entre ~ 25 et ~ 35 km dans l'essaim Proximal [Cesca et al., 2020, Feuillet et al., 2021, Mercury et al., 2022], et/ou entre ~ 35 et ~ 45 km, sans réelle contrainte latérale, [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Mercury et al., 2022, Peltier et al., 2022], dont le volume est drainé par un *dike* se propageant vers la surface.

2.1.4. Sismicité très basse fréquence : les signaux VLF

Pendant la première année de la crise, Lemoine et al. [2020] relève trois événements *Very Low Frequency* ou VLF majeurs : le 31 juillet, le 9 septembre et le 11 novembre 2018. Entre Mai 2018 et Mars 2019, avec les stations régionales uniquement, il en est détecté plus de 400 autres en se basant sur leurs caractéristiques spectrales [Cesca et al., 2020]. Il est remarqué que l'évolution temporelle de la période dominante à ~ 15 - 16 s de ces 407 signaux VLF n'est pas linéaire et qu'elle s'accompagne de pics spectraux secondaires [Cesca et al., 2020]. Le facteur de qualité de la longue oscillation décroissante, i. e., l'amortissement, équivaut à $Q = 72 \pm 6$ [Cesca et al., 2020], ce qui correspondrait à la nature visqueuse des fluides impliqués par Lemoine et al. [2020].

Par l'inversion des formes d'onde télé-sismiques entre Mai 2018 et Mars 2019, une première localisation est proposée à $\sim 37 \pm 11$ km de profondeur, à l'Est de la base de la sismicité proximale (avant re-localisation de celle-ci par Lavayssière et al. [2022], Mercury et al. [2022]). Ils sont co-localisés avec la source de la déformation modélisée par inversion du *moment tensor centroid* comprenant une composante volumétrique non-négligeable et un pendage vers l'Ouest [Cesca et al., 2020].

La proportion non négligeable de CLVD [*Compensated Linear Vector Dipole*] vertical dans le mécanisme au foyer, la longue durée de l'oscillation et la période dominante sont interprétés comme un conduit ou un *fluid-filled crack* selon les modèles de Kumagai and Chouet [1999], Chouet [1996b], Aki et al. [1977] qui vibre sous l'effet d'une onde de pression statique en interaction à l'interface avec l'encaissant, rigide à de telles profondeurs. La très longue période des signaux VLF est ramenée à la taille de la source, modélisée comme un *crack* de ~ 15 km de long qui expulse un volume de magma d'environ 1.6 km^3 . Les dimensions du *crack* sont contrainte par la variation de la période ramené à un volume modélisé est estimé cohérent à la vidange perçue par le réseau GNSS Cesca et al. [2020]. En effet, un volume de 1.6 km^3 est en adéquation avec le volume estimé pour le moment cumulé de la sismicité entre le 10 Mai 2018 et le 15 Mai 2019, mais sous-estimé par rapport au volume estimé par la modélisation de la déflation par Lemoine et al. [2020], $\sim 2.65 \text{ km}^3$, et celui estimé pour la taille de l'édifice nouvellement formé, $\sim 5 \text{ km}^3$ (en Mai 2019), par Feuillet et al. [2021].

Associés à la vidange d'un large réservoir mantellique (sous le MOHO) par un *dike* sub-horizontale [Cesca et al., 2020], les signaux VLF occupent une place importante dans la chronologie de la première année de la crise. Le premier événement VLF de la crise est détecté le 2 Juin 2018, date la naissance du volcan selon Cesca et al. [2020], bien qu'il soit rapporté un événement jugé précurseur au 1er Janvier 2018, attribué à la même source. Ils sont donc reliés au flux magmatique alimentant l'éruption sous marine en surface. Or, la co-localisation de 84

événements VLF entre le 24 Février et le 10 Avril 2019 au centre de l’essai Proximal [Feuillet et al., 2021], pourrait contredire l’hypothèse des transferts de fluides lors de la vidange du réservoir profond par le *dike* vers la surface. De plus, la présence de séismes volcano-tectoniques, VT, imbriqués dans le signal suggère un processus d’excitation mécaniquement couplé [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020]. Les liens entre l’origine des signaux VLF, localisés dans l’essai Proximal, et la construction du nouvel édifice volcanique restent flous.

Les mécanismes en *strike-slip* et l’alignement de la sismicité sur d’anciennes structures volcaniques sous-marines révèlent l’influence du contexte tectonique régional sur la distribution spatiale de la sismicité [Bertil et al., 2021, Famin et al., 2020]. L’activation d’une sismicité à plus de 25 km à l’ouest du volcan, dans l’essai Proximal, et la détection de signaux LP et VLF soulèvent des questions sur l’état des structures héritées, du système magmatique et des dynamiques de transfert de fluides.

2.2. Esquisse des zones de stockage magmatique

Après l’amorce de la crise en Mai 2018, l’activité sismique se stabilise fin 2018 en deux zones distinctes : distale (zone du Fani Maoré) et proximale (zone du Fer à Cheval). Les mois d’Octobre et de Novembre 2018 correspondent au pic de détection journalière des événements basses fréquences (VLF) [Cesca et al., 2020] et de la déformation GNSS [Lemoine et al., 2020, Peltier et al., 2022].

2.2.1. Développement du réseau de surveillance

Suite à la découverte du volcan sous-marin, le Fani Maoré, à l’issue de la campagne marine MAYOBS1 (2-19 mai 2019), la surveillance de crise est effectuée par le réseau de surveillance volcanologique et sismologique de Mayotte ou REVOSIMA, réunissant un consortium de scientifiques provenant d’instituts divers [cf., Chapitre précédent].

En parallèle des missions océanographiques [RINNERT et al., 2019], le réseau terrestre passe d’un à 9 capteurs sismiques [Saurel et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Retailleau et al., 2022], ainsi que de 6 à 12 capteurs GNSS qui assurent le suivi de la déformation [Lemoine et al., 2020, Peltier et al., 2022]. Des OBS [*Ocean Bottom Seismometer*] et des hydrophones - nommés ensuite OBH - co-localisés, sont récupérés puis re-déployés lors des seize missions en mer (depuis MAYOBS1 en Mai 2019 jusqu’à aujourd’hui). Les données sont ensuite analysées lors de « **pickathons** », où un groupe de personnes (scientifiques et ingénieurs) re-localisent manuellement la sismicité par le pointage ou *picking* des nouvelles phases, afin d’aboutir à la construction d’un nouveau catalogue de la sismicité [Saurel et al., 2021]. Un nouveau modèle de vitesse régional 1D est obtenu par la méthode VELEST et la sélection des meilleures localisations manuelles intégrant les phases des OBS [Lavayssière et al., 2022].

Une re-localisation plus fine de la sismicité du catalogue entre Février 2019 et Mai 2020 et le développement d’un nouveau modèle de vitesse local permettent de redéfinir latéralement comme en profondeur les deux essais et de les distinguer géographiquement [Saurel et al.,

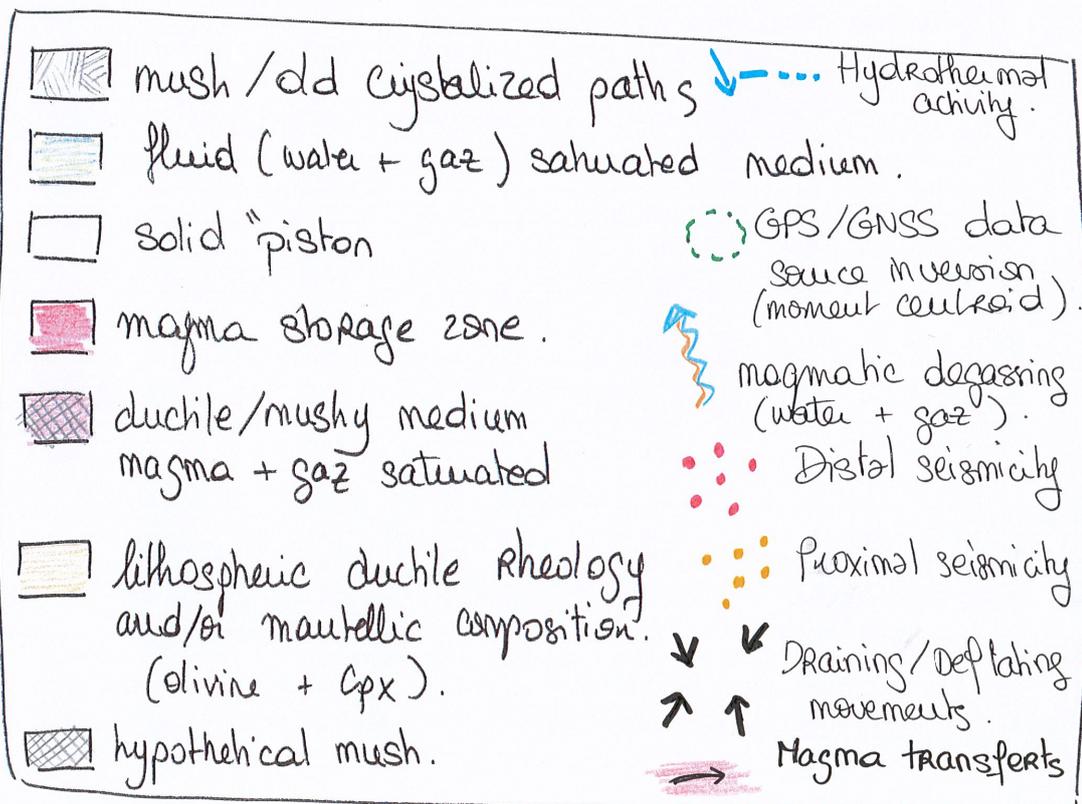
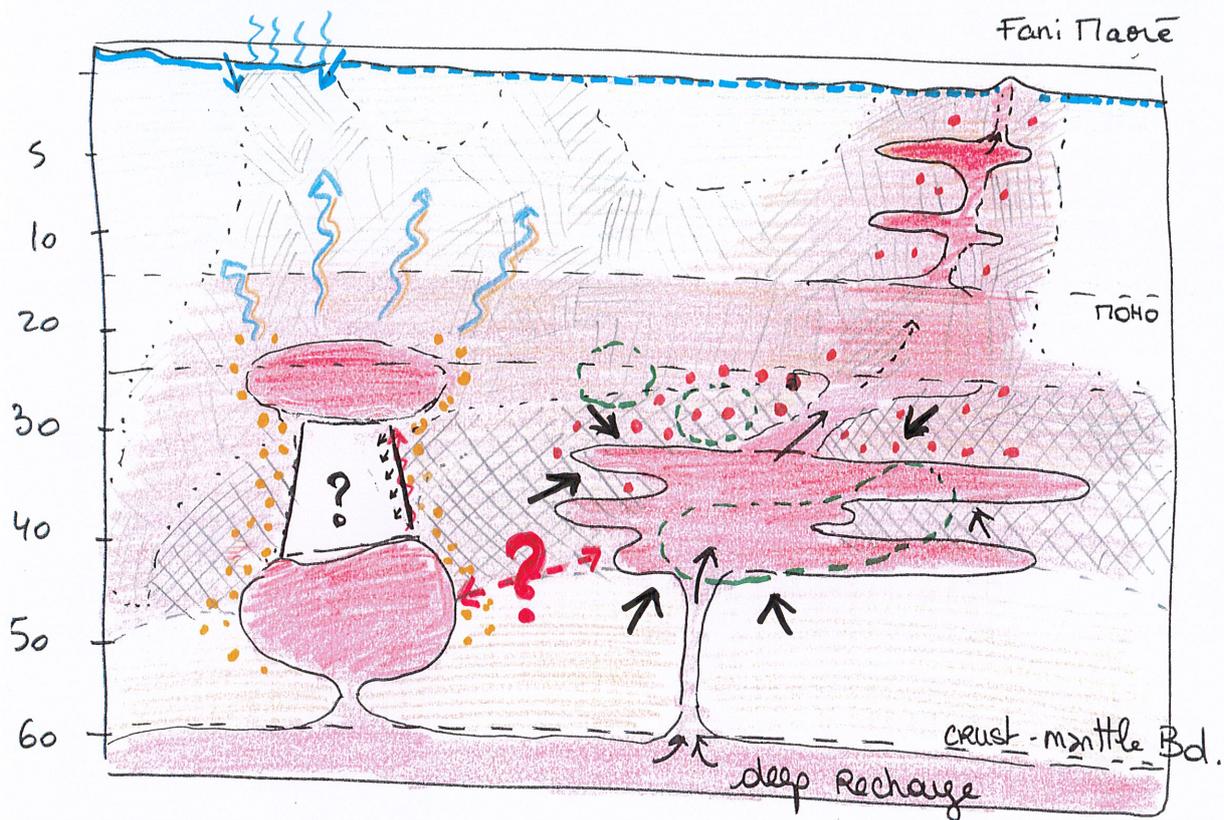


FIGURE 2.4 – Schéma conceptuel en cours d'élaboration. Schéma interprétatif du système magmatique comprenant les différentes zones de stockages dont la présence est soulignée par les différents travaux qui ont été mené sur Mayotte [Feuillet et al., 2021, Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020, Foix et al., 2021, Dofal, 2021, Berthod et al., 2021, Saurel et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Berthod et al., 2022, Mercury et al., 2022, Peltier et al., 2022]. La légende associée. Les échelles verticales et horizontales ne sont pas respectées.

2021, Lavayssière et al., 2022, Mercury et al., 2022]. Cette ré-organisation spatiale de la sismicité, représentée sur la [FIGURE 2.5](#), se scinde toujours en deux zones, l’une distale par rapport aux côtes mahoraises, comprenant la zone du Fani Maoré, et l’autre proximale, comprenant la zone du Fer à Cheval. Cependant, il est établi que les deux zones ont subi une dynamique commune et s’englobe dans le système magmatique de Mayotte. Dans cette section, nous nous intéresserons à l’interprétation de la sismicité distale en lien avec l’alimentation du Fani Maoré.

2.2.2. Dynamique de la sismicité distale (2019-2022)

Entre Février 2019 et Novembre 2020, la sismicité distale est moins énergétique et constante dans le temps et dans l’espace. En carte, elle se dessine en forme de coude avec deux orientations, l’une E-O et l’autre NO-SE cohérente avec l’orientation des structures dans la région de l’archipel des Comores [[Stamps et al., 2008](#), [Michon, 2016](#), [Famin et al., 2020](#), [Quidelleur et al., 2022](#)] [cf., Chapitre précédent et [FIGURE 2.5](#)]. La forme en coude de l’essai Distal peut alors s’interpréter comme un changement du chemin emprunté par le *dike*, passant d’une propagation vers la surface forcée et cassante à un conduit pré-existant, limitant la fracturation du milieu et suivant l’alignement volcanique N130°.

La distribution des profondeurs se situe en moyenne autour de $\sim 30-45$ km remontant vers la partie superficielle de la lithosphère en direction du volcan [[Lemoine et al., 2020](#), [Lavayssière et al., 2022](#), [Mercury et al., 2022](#)].

L’essai Distal actif depuis Mai 2018 est associé à la fracturation du milieu engendrée par la migration de fluides depuis une zone de stockage profonde vers le site de l’éruption par un *dike* [[Lemoine et al., 2020](#), [Lavayssière et al., 2022](#), [Mercury et al., 2022](#)]. Cependant, aucun séisme ne se localisent plus au dessus de $\sim 25-30$ km depuis Février 2019, possiblement causé par la nature poreuse, fracturée et saturée en gaz de la croûte [Foix et al. \[2021\]](#). La présence de fluides et/ou de fusion partielle et/ou de *mush* entre la surface et le MOHO (17-19 km, [Dofal \[2021\]](#), 15-17 km, [Lavayssière et al. \[2022\]](#)) est soutenue par les variations des rapports de vitesses [[Dofal, 2021](#), [Foix et al., 2021](#), [Lavayssière et al., 2022](#)]. L’anomalie ($v_P/v_S \approx 1.8$) superficielle entre ~ 3 et ~ 15 km de profondeur [[Foix et al., 2021](#)], le sous-plaçage magmatique entre 17 et 27 km de profondeur [Dofal \[2021\]](#), le réservoir tephri-phonolithique à 17.1 ± 6.5 km, [[Berthod et al., 2021](#)] et/ou $\sim 18 \pm 9$ km [[Berthod et al., 2022](#)] alimentant les phases 2 et 3 de l’édification du Fani Maoré [[Berthod et al., 2022](#)] peuvent expliquer la profondeur de la sismicité distale.

La localisation de la chambre magmatique, qui alimente l’éruption, dont la vidange provoque un signal de déformation et une sismicité intense entre Juillet 2018 et Juillet 2020, demeure incertaine. Les contraintes sur la position du réservoir profond sont faibles, autant verticalement que latéralement.

La couche entre 15 et 25 km de profondeur est décrite comme complexe, [Dofal \[2021\]](#) parlant de sous-plaçage magmatique, dans lequel de plus récentes structures viennent remplacer les anciennes, rendant difficile l’identification du MOHO. La délimitation difficile du MOHO accompagne les interrogations qui subsistent sur l’espace asismique qui sépare l’essai Distal de l’essai Proximal. Les deux zones sont dynamiquement liées, faisant partie d’un même système

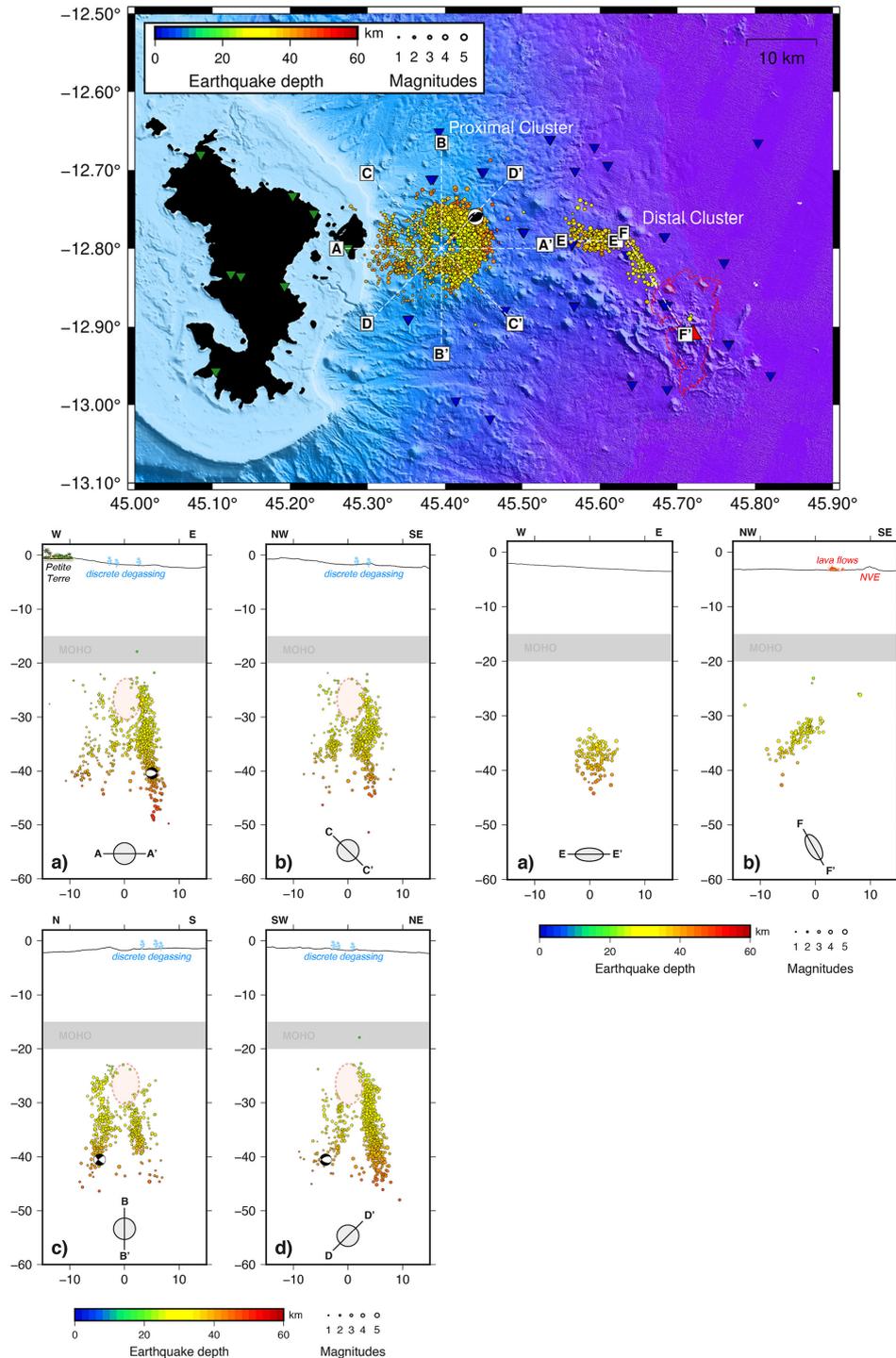


FIGURE 2.5 – Carte et coupes de la sismicité après re-localisation avec l’apport des phases des OBS et l’amélioration du modèle de vitesse régional, figure extraite de Lavayssière et al. [2022]. **Haut)** Localisation des meilleurs évènements re-localisés avec le nouveau modèle de vitesse en deux essais : Proximal (en forme d’anneau) et Distal (formant un coude). Les triangles inversés verts sont les stations terrestres et les triangles bleus les stations sous-marines (OBS). Le Fani Maoré et les nouvelles coulées sont délimitées sur le fond bathymétrique par le contour rouge. **Bas-Gauche)** Coupes verticales à travers l’essai Proximal E-O, NO-SE, N-S et SO-NE respectivement **A-A’**, **C-C’**, **B-B’** et **D-D’**. Verticalement, l’essai Proximal dessine un sablier avec une tête semi-hémisphérique et un centre asismique. **Bas-Droite)** Coupes verticales dans l’essai Distal E-O (**E-E’**) et NO-SE **F-F’**. L’essai Distal soutient l’idée d’afflux de magma de la partie profonde de la lithosphère vers la surface par un *dike* néo-formé.

magmatique large et complexe comprenant des structures héritées et néo-formées. La présence de *mush* venant accommoder une partie de la déformation mesurée par le réseau GNSS est proposée par [Mittal et al., 2022] en regard d’une zone enchevêtrée d’anciens chemin cristallisés, de *dikes* et de *sills* Foix et al. [2021].

2.2.3. Dynamique de la sismicité proximale (2019-2022)

La seconde zone sismiquement active, maintenant considérée comme la plus active, se localise à l’aplomb du Fer à cheval, à ~ 13 km (6-20 km) des côtes Est de Petite Terre [FIGURE 2.5]. Ainsi, la zone du Fani Maoré devient une zone de sismicité secondaire avec une activité modérée et diffuse.

Dans cette section, nous nous intéresserons à la zone du Fer à Cheval, qui comprend la localisation de la source des évènements VLF réalisée par Cesca et al. [2020], Feuillet et al. [2021].

L’activité de l’essai Proximal se concentre entre ~ 5 km et ~ 25 km à l’Est de Mayotte, le long d’un réseau de failles circulaires (*ring fault*) au centre asismique [FIGURE 2.5] [Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022]. Les hypocentres s’étendent de ~ 25 à ~ 50 km selon une structure en failles sub-verticales formant un sablier [FIGURE 2.5] [Lavayssière et al., 2022]. Le mécanisme au foyer de l’évènement du 15 Mai 2019, le plus énergétique de l’essai, $M_w = 4.9$, affiche un mouvement extensif (faille normale) [Bertil et al., 2021], compatible avec un scénario d’effondrement de caldeira [Feuillet et al., 2021] ou un mouvement tectonique extensif régional [Michon, 2016, Famin et al., 2020]. Une microsismicité, $M_L \leq 2$, est enregistrée au plus proche des côtes de Petite-Terre, i.e., dans la pente, associée à la micro-fracturation de la croûte [Foix et al., 2021].

La sismicité de l’essai Proximal se localise sous la structure du Fer à Cheval, structure associée à un double épisode d’effondrement. Le premier correspond à un cratère de diamètre de ~ 2 km en forme de « U » au centre du cône volcanique du Fer à Cheval [Puzenat et al., 2022]. Le second correspond à une possible caldeira en formation visible en surface le long d’une cicatrice de ~ 10 km de diamètre, englobant la structure du Fer à Cheval [FIGURE 1.4]. Un diamètre qui s’accorde avec la dispersion latérale, i.e., la taille de la zone impactée, de la sismicité proximale [Feuillet et al., 2021, Puzenat et al., 2022, Lavayssière et al., 2022]. Il est alors supposé un phénomène commun et continu, qui s’étend de la surface jusqu’à la base de l’essai Proximal.

Sous le Fer à Cheval, la présence de zones de stockage magmatique et/ou de *mush* délimitent verticalement la sismicité intermédiaire (~ 20 -25 km) et profonde (~ 45 -50 km) de l’essai Proximal [Foix et al., 2021]. L’une se place sous le MOHO, à ~ 25 -35 km de profondeur, et l’autre, souvent appelée « réservoir profond », se situe à ~ 40 -50 km de profondeur.

L’alimentation profonde est estimée entre ~ 37 et 48 ± 10 km par l’analyse des échantillons des laves qui constituent la majeure partie du nouvel édifice (phase 1, Mai 2018-2019, [Berthod et al., 2021, 2022]). Ces profondeurs s’accordent avec la présence d’une anomalie thermique

à ~ 44 km de profondeur selon la tomographie passive [Foix et al., 2021] et à ~ 39 km selon Feuillet et al. [2021]. Il n'est pas exclu qu'ait eu lieu une contamination par une source encore plus profonde ($Z \gg 80-100$ km), e. g., par des apports de magma primaire d'origine mantellique en amont de la crise [Berthod et al., 2021].

En premier lieu, le scénario d'effondrement de caldeira est soutenu par le modèle mécanique du « **modèle du piston** » [Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Duputel and Rivera, 2019]. L'activité sismique est générée par friction des bordures du bloc rigide central, « piston » en subsidence, le long d'un réseau de failles normales en anneau. L'effondrement progressif est alors provoqué par le changement des propriétés du magma, e.g., des variations de la fraction gazeuse, ou la contraction, i.e., déflation, ou la déstabilisation du toit d'un réservoir magmatique profond.

Le modèle du piston a été proposé par Duputel and Rivera [2019] pour l'effondrement du Dolomieu et l'éruption latérale d'avril 2007 au Piton de la Fournaise, qui coïncide avec la présence de signaux transitoires très basses fréquences, VLP [*Very Long Period*, oscillation sinusoïdale de $\sim 17-20$ s de période et de courte durée Fontaine et al. [2019]].

La présence de signaux sismiques de type LP et VLF au centre de l'essai sismique soutient l'hypothèse des transferts de fluides sur des failles lubrifiées provoquant une vibration continue sur plusieurs dizaines de minutes [Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Retailleau et al., 2022].

Le scénario de l'effondrement de caldeira au niveau de l'essai proximal est appuyé par la présence de dégazage en surface et par la présence de structures extensives sur Petite Terre (caldeira, cratères, cicatrices d'épisodes de déstabilisation sur les flancs, failles normales, grabens, etc. [Audru et al., 2006, Nehlig et al., 2013, Famin et al., 2020]). Un tel phénomène à proximité des côtes mahoraises serait dévastateur par le soulèvement des masses d'eau, i.e., tsunami, qu'il générerait, et qui entraînerait des dégâts humains et matériels importants malgré la protection naturelle de l'île par la barrière de corail [Poulain et al., 2022]. Ainsi, la possible déstabilisation du Fer à Cheval et de la colonne lithosphérique entre ~ 30 et 50 km de profondeur à moins de 15 km des côtes de Petite Terre implique une vigilance accrue de la part du consortium de scientifiques du *Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA)* et al. [2021] et des décideurs politiques.

La morphologie du Fer à Cheval et de l'essai Proximal montrent que le scénario n'est pas à exclure, cependant davantage d'indices doivent être récoltés afin de le valider. De plus, une seconde hypothèse, qui se veut contre-dire le modèle du piston peut être envisagée par la co-localisation de la sismicité LP, à $\sim 25-35$ km de profondeur, et VLF à $\sim 37 \pm 11$ km [Cesca et al., 2020] et/ou $\sim 22 \pm 10$ km [Feuillet et al., 2021] de profondeur. En effet, la localisation profonde d'une activité dont la signature sismique implique des fluides [Retailleau et al., 2022, Matoza and Roman, 2022, Chouet, 1996b, Journeau et al., 2022, Frank et al., 2018, Kumagai and Chouet, 1999] dans le centre asismique de la tête, de forme ovoïde (FIGURE 2.5, Lavayssière et al. [2022], Mercury et al. [2022]), de l'essai suggère la présence d'un réservoir magmatique intermédiaire entre ~ 25 et ~ 30 km [Feuillet et al., 2021, Retailleau et al., 2022, Lavayssière

et al., 2022, Mercury et al., 2022].

La présence d'un réservoir au dessus de la sismicité ($Z > 25-30\text{km}$) vient complexifier le scénario de l'effondrement de caldeira, qui demeure alors hypothétique. Alors, il est aussi proposé que l'essaim Proximal délimite davantage une zone de *mush* contenant des zones de stockages, où des fluides re-mobilisés par l'éruption en cours génèrent de l'activité sismique par fracturation et transferts de fluides [Lavayssière et al., 2022, Mittal et al., 2022].

Conclusion

La crise sismo-volcanique de Mayotte enregistre une dynamique en deux zones géographiquement distinctes (proximale et distale) qui reflètent les dynamiques internes au large système magmatique de Mayotte. Le développement des connaissances par la réalisation de mesures et d'observations pluri-disciplinaires pendant ces trois dernières années (2018-2022) sont rassemblées pour aboutir à l'élaboration d'un modèle conceptuel du système magmatique transcristal de Mayotte. Ce dernier est marqué par la présence de structures pré-existantes, héritées d'anciens épisodes volcaniques et re-mobilisées par la déstabilisation généralisée du système lors de l'amorce d'une large éruption sous-marine. Ce dont témoigne l'activité sismique, intense et persistante, dans la zone proximale (à l'aplomb du Fer à Cheval). Bien que séparée géographiquement, l'activité proximale est sous l'influence des dynamiques des structures distales, néo-formées, alimentant le transfert d'un large volume de magma depuis une source asthénosphérique profonde jusqu'en surface.

Dans la prochaine partie de cette thèse, nous conduirons une étude sismologique pour caractériser et comprendre le rôle des signaux VLF, en tant qu'éléments importants qui conditionnent l'élaboration des hypothèses sur les processus physiques et géologiques en cours dans l'essaim Proximal. Par ailleurs, les résultats détaillés dans ce travail de thèse ont une implication pour l'évaluation et la gestion du risque, concernant particulièrement la zone sismique Proximal et le scénario probable de l'effondrement de caldeira.

Troisième partie

Phénoménologie des signaux VLF dans la crise sismique de Mayotte (2018-2022)

Chapitre 3

Caractérisation et construction du catalogue des signaux VLF

Sommaire :

3.1. Données sismologiques	56
3.1.1. Développement du réseau de stations (2018-2022)	56
3.2. Méthodes de détection	59
3.2.1. Détection par STA/LTA	59
3.2.2. Détection par méthode spectrale	60
3.2.3. Post-traitement : sélection des évènements et création du catalogue commun	62
3.2.4. Création des attributs	63
3.3. Catalogue des évènements VLF	67
3.3.1. Évolution temporelle des évènements VLF (2018-2022)	67
3.3.2. Évolution temporelle de l'énergie des évènements VLF	69
3.3.3. Évolution du contenu fréquentiel	69
3.3.4. Temps caractéristique de la décroissance exponentielle des signaux VLF	71
3.4. Discussion	73
3.4.1. Chronologie de la sismicité VLF	73
3.4.2. Signaux VLF : tremors de la crise sismique de Mayotte	76
Annexe B : Évènements VLF majeurs du catalogue	81
Annexe C : Évolution temporelle des attributs majeurs du catalogue (2018-2022)	82
Annexe D : Exemple d'une fausse détection	84

Introduction

Précédemment introduits par l'exemple de l'évènement majeur du 11 novembre 2018 [Fig.0.6], les signaux VLF ont été rapportés dès Juin 2018, soit moins d'un mois après l'amorce de la crise et deux mois avant le déclenchement de la sismicité proximale [Lemoine et al., 2020, Cesca

et al., 2020]. Entre Mai 2018 et Mars 2019, un premier catalogue de 407 évènements VLF est construit par Cesca et al. [2020] en se basant sur la période dominante ~ 15 des signaux VLF. Entre le 26 Février et le 6 Mai 2019, lors du premier déploiement des capteurs sismiques sous marins, OBS, co-localisés avec un capteur de pression, OBH, nous avons détecté et localisé 84 évènements VLF [Feuillet et al., 2021]. Cette première détection, publié dans Feuillet et al. [2021] est effectuée par STA/LTA, basée sur la longue décroissance exponentielle de plus de ~ 2000 s (~ 30 minutes) des signaux VLF.

Dans ce chapitre, nous détaillerons la construction de la nouvelle méthode de détection qui couple une détection de type STA/LTA, basé sur la durée extrême des signaux VLF, avec une détection basée sur leur caractère monochromatique à ~ 15 s de période. Nous détaillerons les différentes étapes de sélection opérées sur les détections pour nettoyer le catalogue ainsi que les méthodes employées pour créer différents attributs de premier ordre qui permettent la description fine des signaux VLF et renseignent sur les propriétés de la source qui les génère. Enfin, le catalogue nous servira de base à l’analyse de l’évolution de la sismicité VLF en lien avec les mesures pluri-paramétriques effectuées dans le cadre de la surveillance de la crise par le *Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA)* et al. [2021]. La création des attributs qui complète le catalogue de détection nous permettra de discuter le processus physique qui les génèrent, en se basant sur la description précise de leurs caractéristiques et de leur contenu en fréquence.

3.1. Données sismologiques

3.1.1. Développement du réseau de stations (2018-2022)

À l’amorce de la crise, en Mai 2018, le réseau local n’est composé que d’une station accélérométrique, RA.YTMZ [Résif-RLBP French Broad-band network, 1995] [FIGURE 3.2]. Il est complété, dès Juin 2018, par deux courtes-périodes à une composante (verticale) : AM.RAE55 et AM.RCBF0 [Raspberry Shake, S.A., 2016], puis, par une station large-bande, ED.MCHI [Virieux, 2000], à partir de Juillet 2018 [FIGURE 3.2]. Cependant, la station MCHI souffre de coupures électriques et d’importants bruits anthropiques et la station RCBF0 n’aura qu’une courte vie de 5 jours (15-20 Juin 2018).

Pendant la première année, entre Mai et Février 2019, les quatre stations régionales du réseau de surveillance du Karthala (KA) à ~ 250 km au Nord-Ouest [FIGURE 3.1], et des stations localisées à Madagascar, à plus de 750 km (GE.SBV et GE.VOI [GEOFON Data Centre, 1993], II.ABPO [Scripps Institution of Oceanography, 1986]) viennent combler le manque d’instruments [FIGURE 3.1].

À partir de Février 2019, le réseau terrestre local est augmenté de quatre stations larges-bandes (BB, *broad-band*) : 1T.MTSB, 1T.PMZI [Feuillet et al., 2020] et QM.KNKL (Mayotte) [FIGURE 3.2] ainsi que QM.GGLO (Glorieuses) [Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al., 2019] [FIGURE 3.1].

La découverte du volcan et la création du REVOSIMA, en Juin 2019, ont entraîné l’élargissement du réseau local avec le déploiement de stations sous-marines OBS, [*Ocean Bottom*

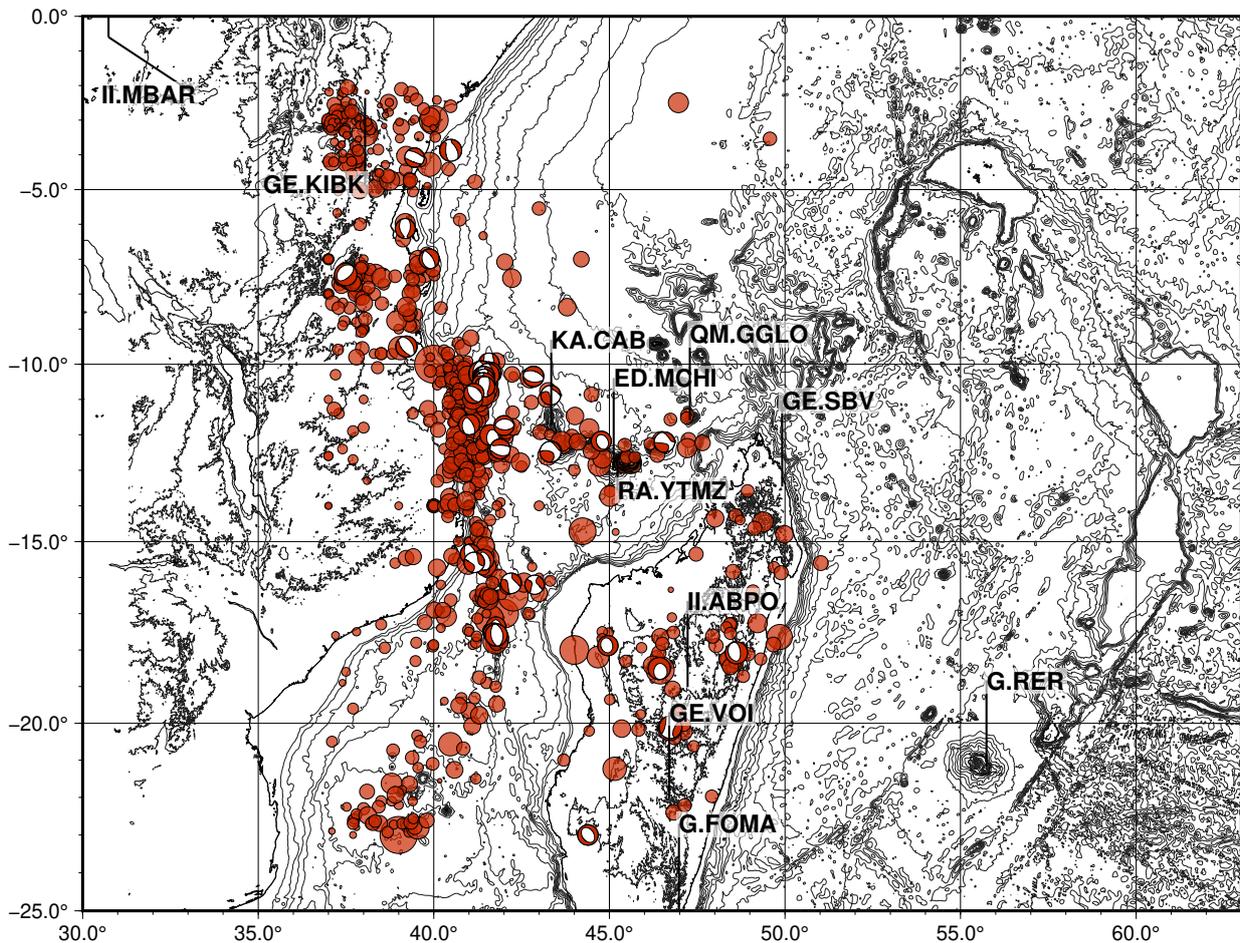


FIGURE 3.1 – Carte topographique et bathymétrique de la région du canal du Mozambique des stations sismiques régionales. La topographie et la bathymétrie proviennent de [ref ? claudio ?](#). La sismicité régionale est représentée par des points rouges, qui se localisent en bordure de plaque [cf., Chapitre 1], les mécanismes sont issus des catalogues globaux [Ekström and Dziewonski, 2012]. Afin de procéder à la détection, les stations régionales : KA.CAB (Grande Comores) et GE.SBV sont venues compléter le réseau de station local.

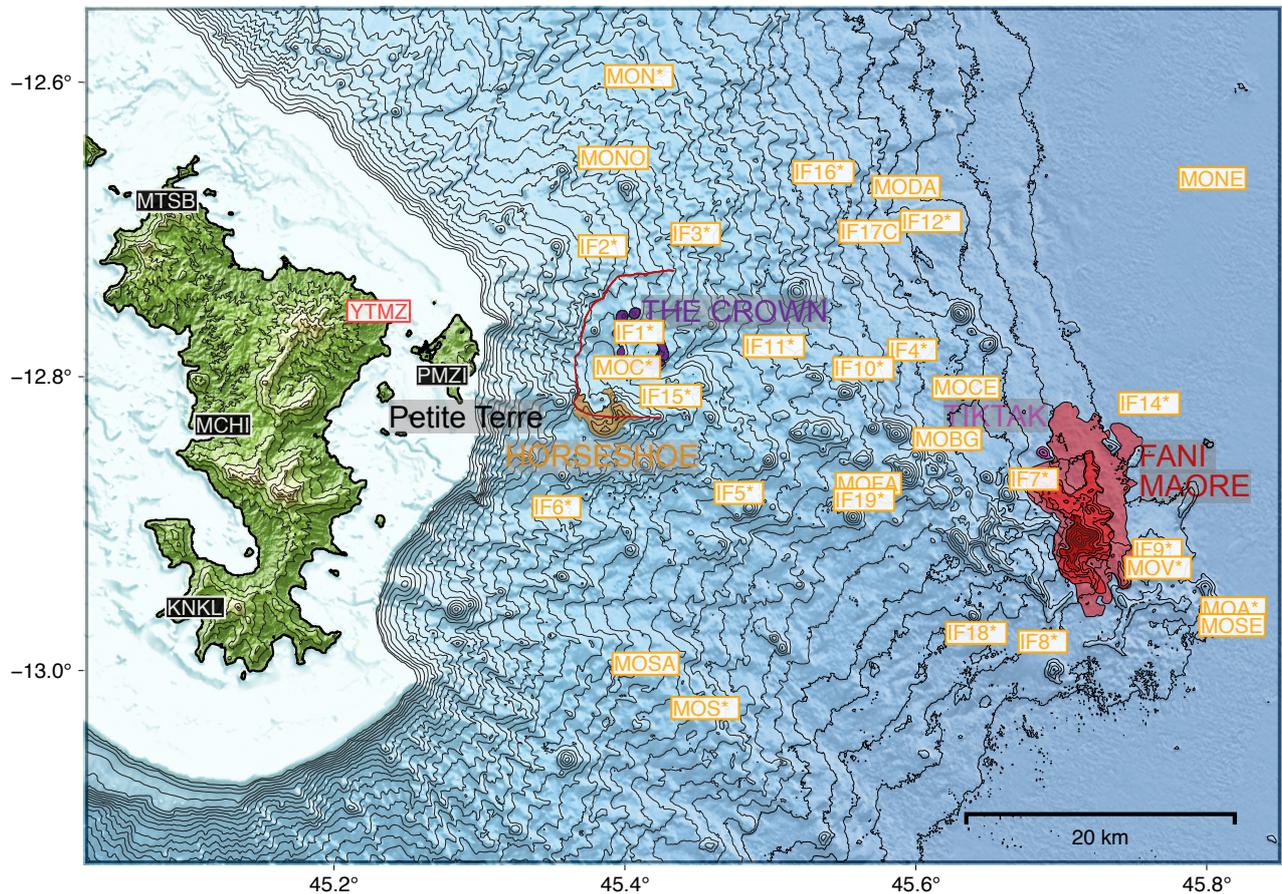


FIGURE 3.2 – Carte des stations du réseau local, terrestres (BB, *broad-band*, en noir) dont YTMZ, la station accélérométrique (en rouge), et sous-marines, capteurs de pression, hydrophones (OBH, en jaune). L’astérisque sur le code des stations, e. g. *MOC** (OBS-INSU), indique que la station a été déployée à la même position mais la lettre correspondant à la campagne marine a changé. Idem pour les stations *IF** (microOBS). La délimitation géomorphologique des phases éruptives du Fani Maoré, la zone du Fer à Cheval (*Horseshoe*) et La Couronne (*The Crown*) sont adaptés de Feuillet et al. [2021], Puzenat et al. [2022], la localisation du Tiktak de [Bazin et al., 2022, Saurel et al., 2022]. La cicatrice en surface (ligne rouge) dans la zone du Fer à Cheval correspond à un potentiel effondrement de caldeira Feuillet et al. [2021], Puzenat et al. [2022]. La bathymétrie est issue des campagnes marines MAYOBS [Jorry, 2019].

Seismometer]. Les OBS sont composés de capteurs vélocimétriques trois composantes (une verticale et deux horizontales) courte période ainsi que de capteurs de pression, ou hydrophones, OBH [*Ocean Bottom Hydrophone*], co-localisés [FIGURE 3.2] [Saurel et al., 2021, Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al., 2021]. Le capteur de pression large-bande permet d’intercepter un spectre plus large, avec une période de coupure à 20 s (f_c à 0.05 Hz), que celui enregistré par les OBS (f_c à 4.5 Hz). Les OBH représentent alors un atout pour augmenter le nombre de stations et diminuer le gap azimutal qui serviront à la localisation et à l’analyse sismique des événements VLF.

Au cours des déploiements, le nombre d’OBS est passé de six stations (MAYOBS1) à plus de quinze stations (MAYOBS21), tous types de capteurs confondus. Le réseau marin auquel cette étude fera le plus référence (« MAYOBS1 ») a été déployé entre le 24 février et le 10 Avril 2019 et se compose de six OBH large-bande [Feuillet, 2019], instruments par la suite re-déployés pendant les seize campagnes marines [FIGURE 3.2, Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al. [2021]].

3.2. Méthodes de détection

3.2.1. Détection par STA/LTA

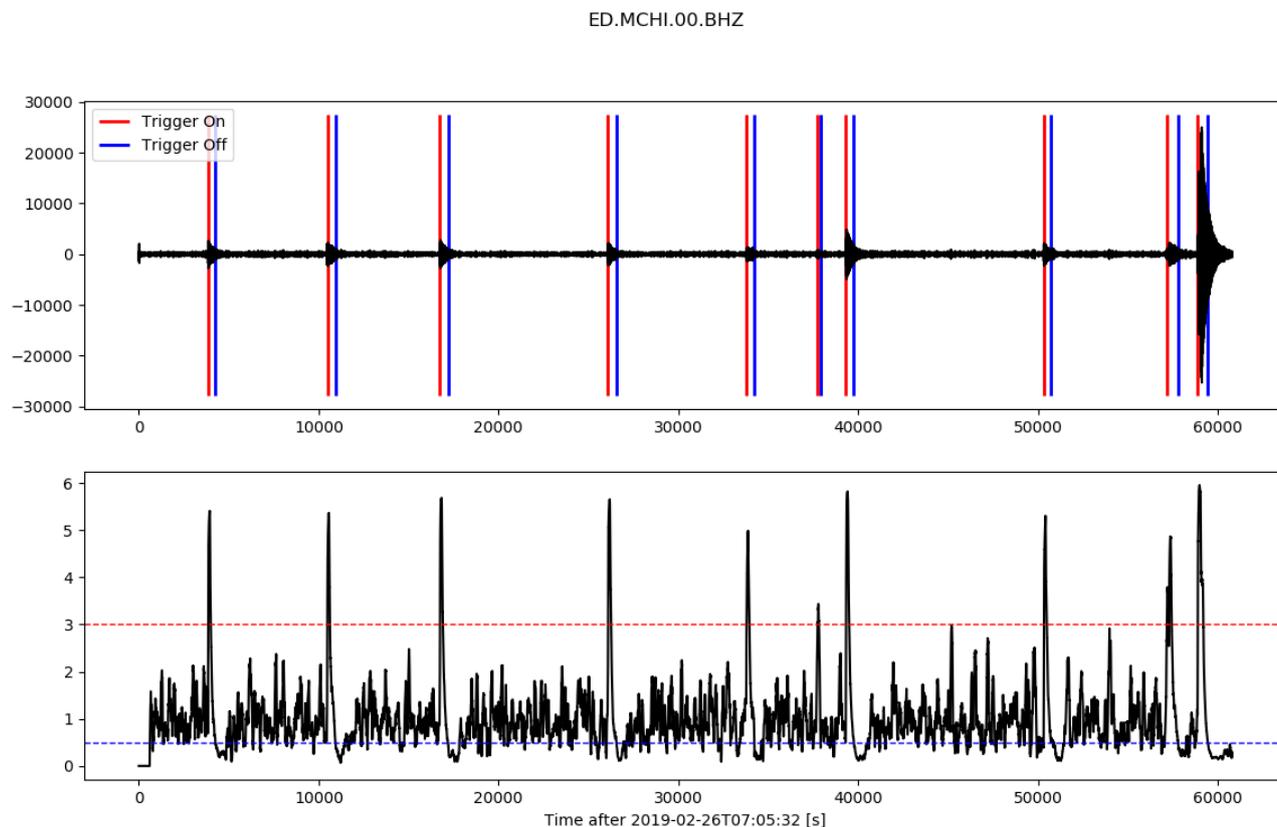


FIGURE 3.3 – **Haut**) Vingt-quatre heures d’enregistrement sur la composante verticale (Z) de la station MCHI [Fig.3.2]. Le temps est exprimé en secondes relatives au début de l’enregistrement, le 26 Février 2019 à 07h05min. Le signal est filtré entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz), non corrigé de la réponse instrumentale, l’amplitude est en counts. Les évènements VLF détectés sont encadrés par des lignes verticales rouges (*trigger on*) et bleues (*trigger off*) par la méthode de rapport STA/LTA. La longueur de la fenêtre glissante est de 100 s pour la STA et de 600 s pour la LTA. **Bas**) La fonction caractéristique issue du rapport STA/LTA du signal filtré entre 10 et 20 s. Les déclenchements (*on*, ligne pointillée rouge, et *off*, bleue) sont arbitrairement fixés à 3 et à 20% du seuil de détection.

Ce premier détecteur des évènements VLF a été développé en amont de ce travail de thèse (stage de Master 2, Laurent [2019]), il a été utilisé dans la publication de Feuillet et al. [2021] sur la période du premier déploiement MAYOBS1 (Février - Avril 2019). La méthode STA/LTA [*Short Time Average/Long Time Average*, Withers et al. [1998]] est une méthode communément employée en sismologie. Dans nos étude, les paramètres ont été réglés pour prendre en compte la très longue décroissance exponentielle des signaux VLF, d’en moyenne 2000 s (e.g. : 31 juillet 2018, 3046 s ; 2 Septembre 2018, 2288 s et le 11 novembre 2018, 1924 s).

La méthode STA/LTA se base sur le rapport de deux fenêtres glissantes du signal continu et filtré entre 10-20 s (0.05-0.1 Hz). Pour la détection des VLF, la fenêtre courte est de 100 s pour une fenêtre longue de 600 s, ce qui permet d’obtenir une **fonction caractéristique**. Pour détecter les évènements, un seuil arbitraire est calibré, ici à 3 pour le déclenchement (*trigger on*, FIGURE 3.3). La fin de la détection (*trigger off*), soit la fin de l’évènement, est déterminée

lorsque la fonction caractéristique passe sous le seuil arbitraire de 20% du seuil de détection. Pour la détection par STA/LTA, le maximum de stations disponibles est utilisé, ceci comprenant les BB et les OBH. Un événement est notifié lorsqu'au moins une station se déclenche. Ensuite, un post-traitement [cf., S.3.2.3.], moins élaboré mais comprenant les mêmes étapes que celui actuellement appliqué pour la détection spectrale, permet de se débarrasser des fausses détections et des doublons.

Par la méthode STA/LTA, 96 évènements VLF ont été détectés entre le 26 Février et le 6 Avril 2019. Un exemple est représenté [FIGURE 3.3](#) pour la composante verticale de la station MCHI [Fig.3.2] sur la journée entière du 26 Février 2019, où 10 évènements VLF ont été détectés sur 11 visibles dans le signal sismique. Cet exemple valide la méthode où les VLF ressortent de façon nette du bruit de la fonction caractéristique [Fig.3.3-Bas]. À l'issue du post-traitement, 84 évènements VLF ont été comptabilisés valides entre le 24 Février et le 10 Avril 2019 [Feuillet et al., 2021].

La méthode STA/LTA fut abandonnée pour la méthode de détection spectrale [cf., section suivante] car le caractère singulier et non conventionnel des signaux VLF n'était pas entièrement saisi. En effet, des signaux transitoires différents des VLF, générés par des bruits océaniques, anthropiques ou des *glitch* instrumentaux déclenchaient de fausses détections. à l'inverse, des évènements moins énergétiques étaient manqués à cause des seuils de détections choisis arbitrairement pour minimiser le nombre de fausse détection. Pour la même période de temps, 180 évènements VLF sont comptabilisés actuellement dans le catalogue. Il est donc détecté ~ 2 fois plus d'évènements avec la méthode spectrale.

3.2.2. Détection par méthode spectrale

La méthode de détection par STA/LTA, dont l'avantage est le développement rapide et simple, a été remplacée par une méthode de détection qui prend en compte, en plus de la longue décroissance exponentielle des évènements (jusqu'à plus de 3000 s), la deuxième caractéristique principale des VLF : le caractère monochromatique autour de la période dominante à ~ 15 s.

La détection est réalisée sur les données continues de cinq stations, trois du réseau local, PMZI, MCHI, KNKL (à Mayotte, Fig.3.2), et deux régionales, CAB (Grandes Comores) à ~ 250 km au Nord-Est et SBV (Nord Madagascar) à ~ 750 km à l'O-SO [FIGURE 3.1]. Nous n'utilisons pas les OBH (ni les micrOBH) à cause de leur période d'enregistrement limitée en temps par les différents déploiements. La détection est réalisée par station puis rassemblée en un catalogue commun combiné lors du post-traitement [cf., Section 3.2.3.].

La méthode de détection spectrale se divise en plusieurs étapes de traitement du signal continu. Le code Python (version 3.7) de détection à été créé par Claudio Satriano pour le REVOSIMA, des contributions mineures, au fil de l'utilisation, y ont été apportées au cours de ce travail de thèse.

Une requête d'une fenêtre glissante de deux heures de signal sismique, composante verticale

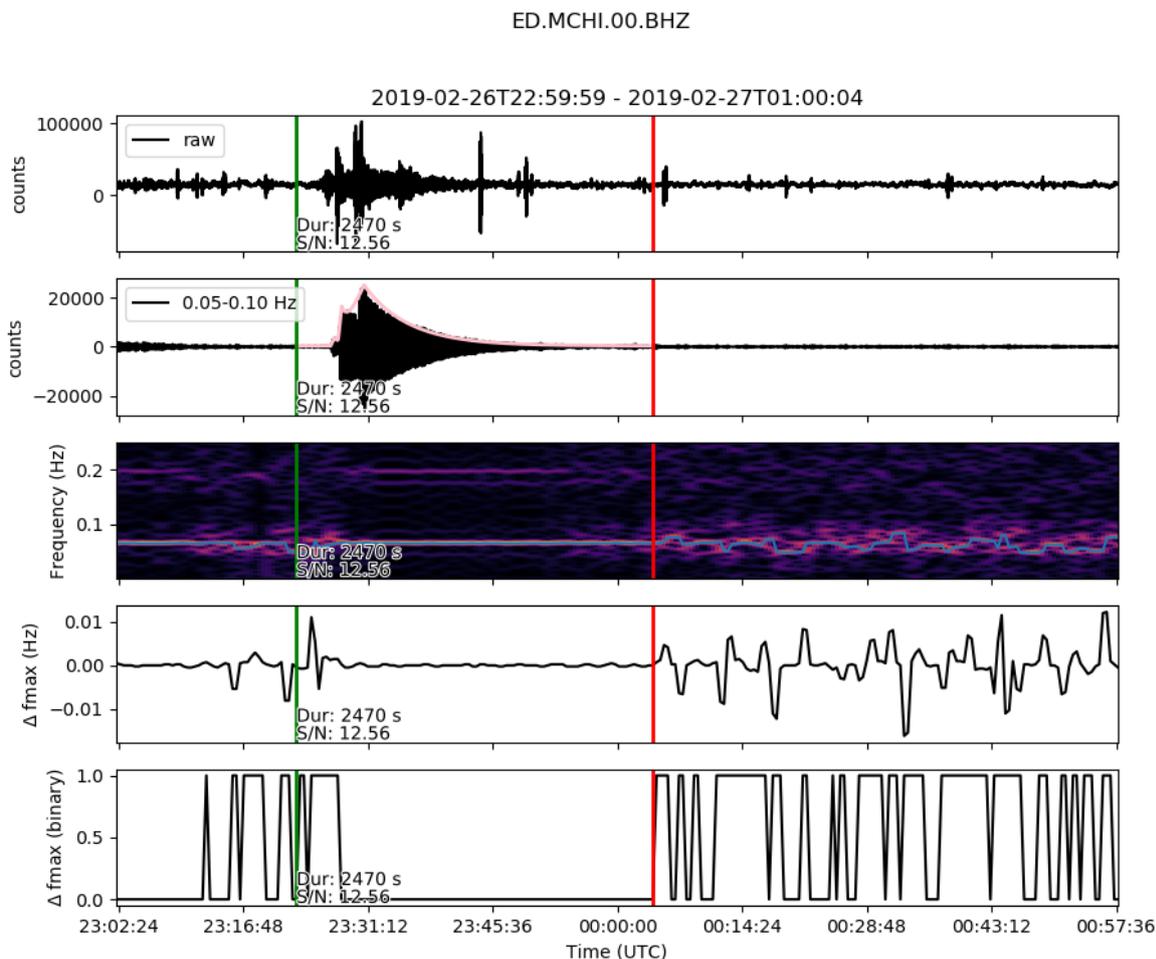


FIGURE 3.4 – 1) Deux heures d’enregistrement de la composante verticale (Z) non-filtrée à la station sismique MCHI [Fig.3.2]. L’amplitude du signal est en counts, non corrigée de la réponse instrumentale. 2) Idem que 1, filtré passe-bande entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz). L’enveloppe du signal (courbe rose) est modélisée via un processus itératif pour chaque réactivation énergétique (« *humps* »). 3) Spectrogramme normalisé du signal sismique binarisé 2. Les fréquences qui contiennent le plus d’énergie, f_{max} , sont ciblées (ligne bleue claire). Le caractère monochromatique de la période dominante apparaît à travers une ligne horizontale continue. Le caractère poly-chromatique du VLF s’illustre par plusieurs lignes horizontales qui se distinguent du fondamental à des fréquences plus élevées ou plus basses, ce sont les *overtones*. 4) Dérivée de la fréquence maximale f_{max} , extraite de 3, constante autour de zéro. 5) Binarisation de la dérivée de f_{max} . Les *trigger on* (vert) et *off* (rouge) sont définis par une succession de zéros supérieure ou égale à la durée minimale (~ 400 s), contrôlée dans les paramètres de configuration. Certains attributs associés à la détection, e. g. la durée (Dur) et le rapport signal sur bruit (S/N), sont annotés pour une visualisation immédiate de l’énergie de l’évènement détecté. En cas de rejet de la détection, le motif (*small*, *low*, *border*, etc) est annoté au même emplacement.

[FIGURE 3.4-1], est d’abord adressée au centre de données Center [2021]/ Puis, le signal est nettoyé selon les étapes suivantes : soustraction de la moyenne, passage d’un filtre *taper* sur 1% de la durée totale de la fenêtre afin de conjurer les effets de bord, puis un filtre entre 10-20s (0.05-0.1 Hz) est appliqué [FIGURE 3.4-2]. Le spectrogramme du signal filtré binarisé (1-bit) est construit pour cibler l’énergie dans les basses fréquences dans notre bande d’intérêt que l’on normalise 1-bit [FIGURE 3.4-3]. L’énergie maximale du spectrogramme, $f_{max}(t)$, est ensuite extraite et dérivée [FIGURE 3.4-4]. La constance du maximum spectral dans le spectrogramme se traduit par une fonction $f_{max}(t)$ stable et donc par une suite de zéros une fois la fonction dérivée et binarisée [FIGURE 3.4-5]. Le détecteur est configuré pour chercher des signaux monochromatiques transitoires, soit l’expression du comportement des VLF vu par un spectrogramme, i. e., une ligne horizontale constante de plus de 2000 s [FIGURE 3.4].

Les paramètres déterminant les seuils de détection sont définis dans un fichier de configuration externe comprenant l’amplitude minimum (en counts), la durée minimum (en seconde), le rapport signal sur bruit (SNR - *Signal to Noise Ratio*) minimum, ainsi que la durée minimum (en seconde) entre deux détections. La durée du *gap* entre deux détections est configurée pour discriminer deux évènements distincts d’une continuité d’un même évènement affecté par les effets de bords de la fenêtre glissante ou par une réactivation énergétique haute fréquence qui interrompt le caractère monochromatique du signal. Avant post-traitement, 1489 signaux sismiques sont détectés, dont 892 évènements VLF détectés entre Mai 2018 et Janvier 2022.

3.2.3. Post-traitement : sélection des évènements et création du catalogue commun

Dans un premier temps, le détecteur croise avec le catalogue des télé-séismes mondiaux ($M_w > 4.5$) de l’USGS [USGS, 2017] pour éliminer les détections qui ne proviendraient pas de la région de Mayotte. En effet, la majorité des fausses détections sont en réalité des ondes de surface télé-sismiques se propageant tout autour du globe avec une forte énergie dans la gamme de fréquences d’intérêt (0.05-0.1 Hz) [Bromirski et al., 2005]. Les autres fausses détections sont généralement d’origine instrumentale, e. g. les (*glitch*) que le filtre accentue, ou d’origine anthropique.

Dans un second temps, les ondes de surfaces résiduelles non enregistrées dans les catalogues mondiaux et les autres fausses détections sont éliminées par une sélection sur la période dominante, T [FIGURE 3.5]. Ainsi, les évènements sont d’abord rejetés lorsque la valeur de la période dominante est extérieure à l’intervalle 14-16 s. Puis, par une deuxième sélection itérative, lorsque la période dominante s’éloigne de la tendance marquée de son évolution au cours du temps. Pour effectuer la sélection, la moyenne glissante sur 10 jours [ligne noire Fig.3.5 et Fig.3.6 et l’écart à la moyenne (ou écart-type) glissant [ligne bleu pointillée Fig.3.6] sont calculés. Alors, les fausses détections sont rejetées par un processus itératif si ils ne sont pas compris dans un intervalle de ± 2 et ± 1 fois le maximum de l’écart type glissant. Ce processus de sélection est illustré par la FIGURE 3.5 avant la première itération, la moyenne glissante est calculée sur 10 jours, puis, par la FIGURE 3.6 pour la deuxième itération où la moyenne glissante est calculée sur 30 jours.

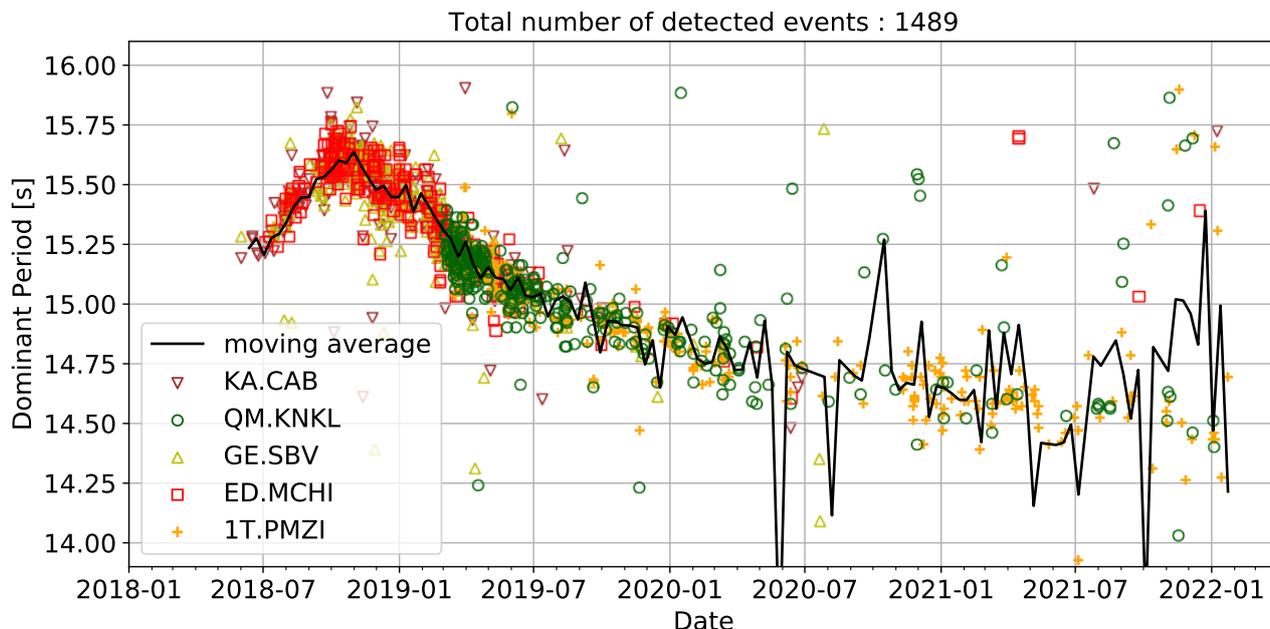


FIGURE 3.5 – Première étape de la sélection des évènements VLF basée sur la valeur de la période dominante lors du regroupement des détections par station en un catalogue commun. Période dominante, en seconde, de tous les évènements VLF détectés, avant la première itération sélective, représentée en fonction du temps, depuis le 2 Juin 2018 jusqu’au 22 Janvier 2022. Les stations qui ont déclenché la détection sont illustrées par des marqueurs et des couleurs différentes. La courbe noire représente la moyenne glissante sur 10 jours. Le nombre et la densité d’évènements détectés affectent la stabilité de la moyenne glissante.

Enfin, le catalogue est nettoyé des évènements détectés plusieurs fois (à la même station ou à plusieurs stations). Prenant une onde sismique se propageant à des distances régionales, lorsque deux détections sont séparées de moins de 500 s, nous considérons qu’il s’agit d’un même évènement. Dans le cas où l’évènement est détecté à plusieurs stations, la station où la date de début de l’évènement est minimal, i. e. la plus proche, sera retenue comme la station de détection de l’évènement.

Finalement, un catalogue commun de **782 évènements VLF** est construit par assemblage des différents catalogues entre le 2 Juin 2018 et le 22 Janvier 2022. Au moment du regroupement des détections par station en un catalogue commun, les attributs et les paramètres de la modélisation de l’enveloppe du signal [cf., section suivante] sont rattachés aux évènements détectés.

3.2.4. Création des attributs

Lors de la détection, nous avons créé des attributs de premier ordre qui décrivent la forme d’onde afin de caractériser chaque évènement. Ces attributs sont les suivants :

- les dates UTC (au format : Année-Mois-JourTHeure : Minute : Seconde) de début et de fin de l’évènement, issues d’abord du détecteur puis affinées lors de la modélisation de l’enveloppe du signal,
- la durée (en seconde),

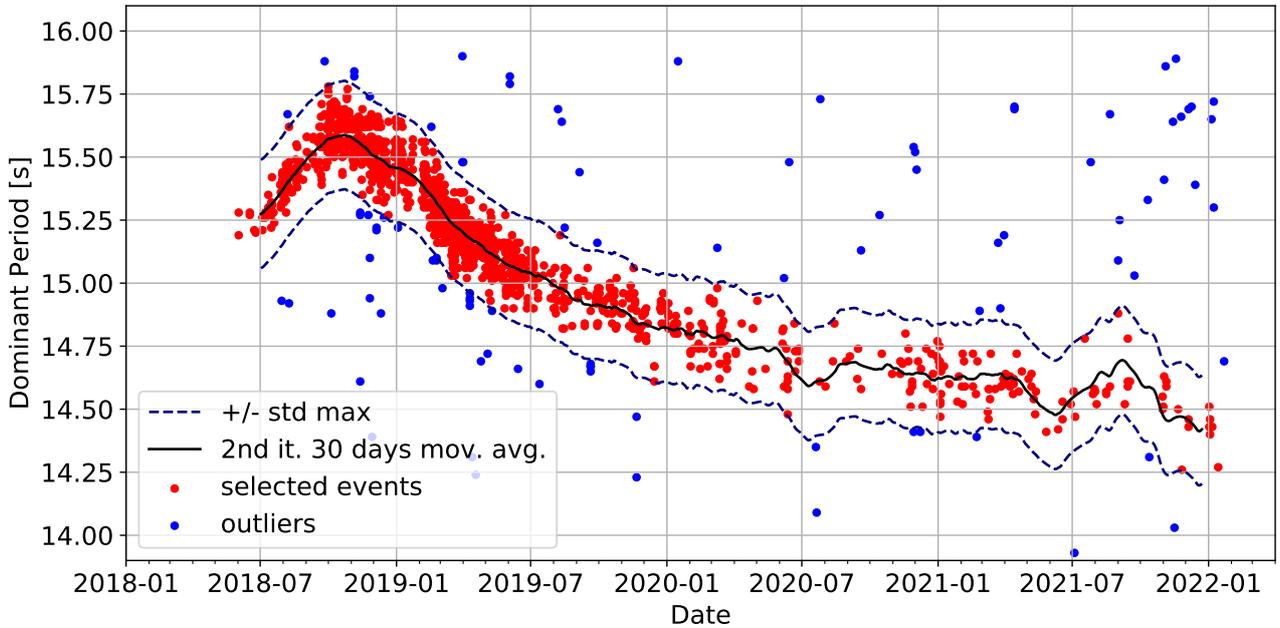


FIGURE 3.6 – Deuxième sélection des évènements détectés entre le 2 Juin 2018 et le 22 Janvier 2022 sur la base de l'évolution de la période dominante en fonction du temps. Le processus itératif sélectif écrème les détections selon leur distance (écart-type, *standard deviation*, *std*) à la moyenne glissante sur 30 jours (courbe noire) après la deuxième itération. Les détections sont rejetées (points bleus) sur le critère de la distance à la moyenne, soit lorsque la période s'éloigne de ± 1 fois le maximum de l'écart type (lignes pointillées bleues) à la moyenne glissante. Les évènements inclus (points rouges) dans l'intervalle du maximum de l'écart type glissant constituent le catalogue des VLF de la crise sismique de Mayotte.

Un exemple d'évènement rejeté (point bleu) est présenté Annexe 3.4.2. de ce chapitre

- le rapport signal sur bruit (SNR),
- le maximum d'amplitude (en counts) du signal filtré entre 10 et 20 s (0.05 - 0.1 Hz),
- la période fondamentale (en seconde),
- l'énergie.

Le rapport signal sur bruit, SNR , est la somme de la valeur absolue des deux fenêtres du signal sismique, comprenant le bruit à la station et le signal du VLF détecté. Le bruit est calculé sur une fenêtre du signal sismique filtrée entre 10 et 20 s, d'une durée équivalente à 50% de la durée totale de l'évènement. La valeur de la période dominante est extraite du détecteur spectrale comme la valeur maximale du spectrogramme normalisé 1 bit du signal sismique filtré entre 10 et 20 s. L'énergie de l'évènement VLF est calculé comme la somme du signal sismique filtré entre 10 et 20 s, au carré, sa durée totale.

Les attributs de second ordre sont évalués grâce à la modélisation de l'enveloppe de la forme d'onde par un ou plusieurs modèles élémentaires [FIGURE 3.7]. L'enveloppe de la forme d'onde se modélise de façon itérative grâce à un ou plusieurs modèles simples [FIGURE 3.7, en vert] comprenant une croissance linéaire, ou rampe, suivie d'une décroissance exponentielle. La formulation mathématique de la modélisation de l'enveloppe du signal par combinaison de modèles élémentaires prend la forme suivante :

$$E(t) = \sum_{i=1}^N e_i(t) + \text{baseline}, \text{ avec } N \in [1, 5]. \quad (3.1)$$

$$e_i(t) = \begin{cases} a_i(t - t_{0,i}) & \text{si } t < t_{1,i}, \\ e^{-t_{1,i}/T_i} & \text{si } t \geq t_{1,i}. \end{cases} \quad (3.2)$$

Pour chaque modèle élémentaire $e_i(t)$, les paramètres sont :

- le *starting time* $t_{0,i}$,
- le temps relatif à t_0 , en secondes, où est atteint le maximum d'amplitude $t_{1,i}$, soit la durée d'émergence, (*rising time*),
- un paramètre d'échelle, *scale*, a_i ,
- le temps caractéristique de décroissance, *decay*, T_i .

La *baseline* est le niveau moyen de bruit calculé dans une fenêtre de 10% de la durée totale de l'évènement précédent t_0 . Le modèle se compose d'une rampe pour modéliser l'émergence, entre t_0 et t_1 , et d'une fonction exponentielle pour modéliser la décroissance, depuis le maximum d'amplitude à t_1 jusqu'au retour à la *baseline*. Le paramètre d'échelle, a , caractérise l'amplitude du signal. Il est toujours égal à 1 pour l'amplitude maximale du signal, donc pour la première itération (et parfois, l'unique). Nous enregistrons le nombre de modèles élémentaires (ou nombre d'itération) requis pour modéliser l'enveloppe d'un même évènement VLF dans un paramètre appelé « bosses » (« *humps* »), e. g., [TABLE 3.1](#).

Un exemple des paramètres de la modélisation de l'enveloppe est présenté [TABLE 3.1](#), représentant les trois itérations de la [FIGURE 3.7](#), pour l'évènement VLF du 26 Février 2019 à 23h22min.

Nombre d'itération	t_0	t_1	<i>decay</i>	<i>baseline</i>	<i>scale</i>
1	285.9s	471.4s	298.7s	0.02	0.99
2	289.4s	314.9s	40.2s	0.00	0.43
3	237.0s	266.9s	53.2s	0.00	0.13

TABLE 3.1 – Valeurs des paramètres t_0 , t_1 , *decay*, *baseline*, *scale*, issus de la modélisation itérative de l'enveloppe de la forme d'onde pour l'évènement VLF du 26 Février 2019 à 23h22min [Fig.3.7]. La modélisation issue de la première itération (1) représente l'enveloppe moyenne de la forme d'onde de l'évènement. Les autres itérations soulignent les réactivations énergétiques présentes dans le signal. Le nombre d'itération, et donc le nombre de réactivations énergétiques, est enregistré dans un paramètre appelé « *humps* », ici trois.

L'enveloppe est modélisée par un mécanisme itératif, limité à cinq répétitions, pour s'adapter à la complexité de la forme d'onde que les évènements VLF peuvent présenter. Sur la [FIGURE 3.7](#) est montré un exemple de modélisation itérative pour un VLF comprenant trois réactivations énergétiques. Lors de la première itération, la modélisation et l'enveloppe réelle de la valeur absolue du signal filtré entre 10 et 20 s sont calculés. C'est de ce premier modèle d'enveloppe que sont extraits les principaux attributs du catalogue qualifiant la forme d'onde du signal. En effet, dans la majorité des cas, le modèle élémentaire issu de la première itération se comporte comme l'enveloppe moyenne du signal [[FIGURE 3.7-Haut](#), [TABLE 3.1](#), cf., [Annexe 3.4.2](#)]. Ensuite, par la soustraction de l'enveloppe réelle avec le modèle élémentaire de la première itération [[FIGURE 3.7-Haut](#), en vert], une enveloppe résiduelle est obtenue [[FIGURE 3.7-centre](#) en orange]. Puis, elle est à son tour modélisée et soustraite jusqu'à ce que l'amplitude de l'enveloppe résiduelle soit inférieur à 5% du *scale*, moment où le processus s'arrête.

La mise en place d'un processus itératif nous permet d'extraire des attributs caractérisant les réactivations énergétiques du signal.

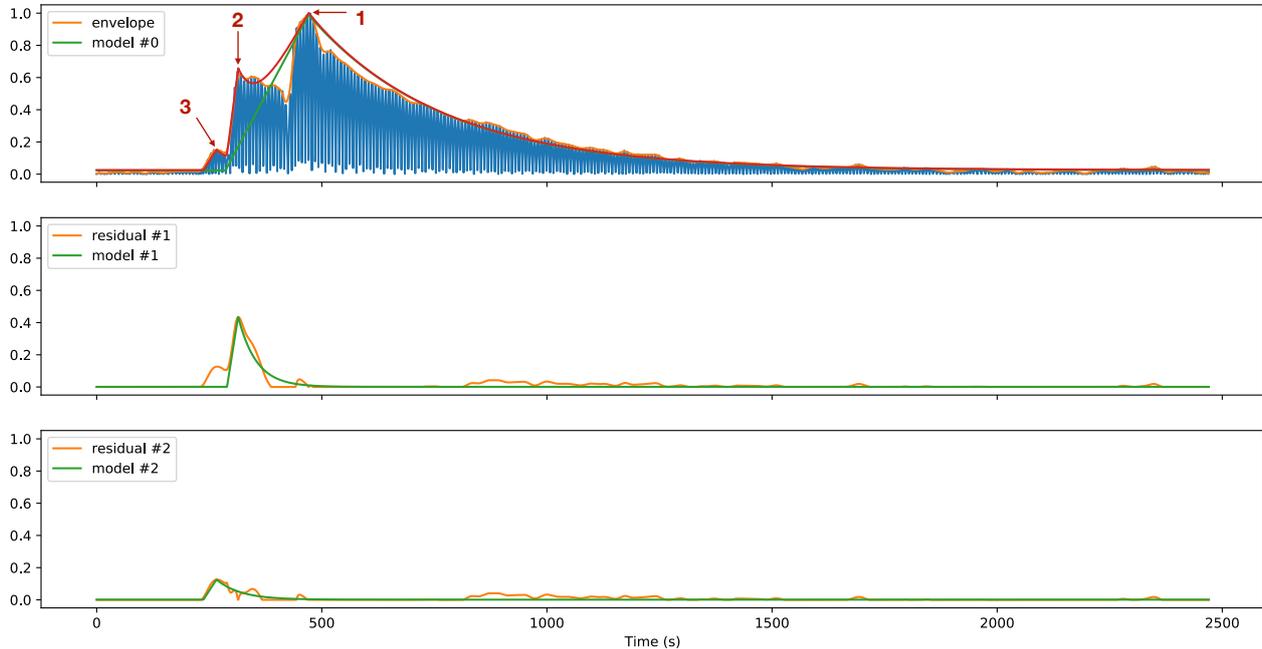


FIGURE 3.7 – Modélisation itérative de l'enveloppe de la forme d'onde pour l'évènement du 2 Février 2019 à 23h22min détecté à MCHI (FIGURE 3.4). La modélisation de l'enveloppe combine une fonction rampe et une fonction exponentielle. **Haut**) Valeur absolue du signal sismique de la composante verticale normalisé en amplitude et filtré entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz). La courbe rouge représente la modélisation finale de la forme d'onde après $\#N$ (ici, 3) itérations. Lors de la première itération, la modélisation de l'enveloppe (en vert) de la forme d'onde est réalisée, puis soustraite à l'enveloppe réelle (en orange). **Centre**) Deuxième itération. Après la première itération, l'enveloppe résiduelle (en orange), produit de la différence de la modélisation et de l'enveloppe réelle, est à son tour modélisée (en vert). La modélisation génère alors un deuxième modèle d'enveloppe pour la réactivation énergétique secondaire (2), non prise en compte lors du premier passage. **Bas**) Troisième itération, donc troisième modélisation de l'enveloppe résiduelle (orange) de la seconde itération (**centre**), pour la troisième réactivation énergétique du signal VLF.

L'élimination des enveloppes modélisées mais évaluées « trop faibles » en amplitude, ou de durée « trop courte », s'effectue grâce à la définition de seuils. Les modèles sont rejetés lorsque le paramètre d'échelle, $scale$, a , est inférieur à 5% de l'amplitude maximum et/ou quand la durée de décroissance exponentielle, $decay$, est inférieure à 0.5% de la durée totale de l'évènement. Notons que les valeurs de $decay$ en secondes ne représentent pas la totalité de la coda mais uniquement le temps de décroissance pour atteindre 37% du maximum d'amplitude, t_1 . En définitive, la durée d'émergence et la durée de décroissance quantifient, en seconde, l'impulsivité et l'atténuation de la forme d'onde du signal VLF.

3.3. Catalogue des évènements VLF

La construction d'un catalogue complet d'évènements basse fréquence nous permet une caractérisation et une classification générale des signaux VLF. A travers leurs attributs de forme et leur contenu spectral, nous tentons de retracer l'évolution temporelle de la sismicité basse fréquence au long de la chronologie de la crise sismique de Mayotte. Nous observons que la distribution temporelle de l'activité des VLF se divise en différentes phases d'activité plus ou moins intense.

3.3.1. Évolution temporelle des évènements VLF (2018-2022)

Courant du mois de Juin 2018, 6 évènements VLF sont détectés aux stations régionales CAB et SBV, dont le premier évènement VLF, le 2 Juin 2018. Puis, le nombre de détection journalière double pour le mois de Juillet 2018. Le nombre de VLF augmente alors jusqu'à atteindre un premier paroxysme les 29, 30 et 31 Décembre 2018, avec 14 évènements VLF détectés sur trois jours [FIGURE 3.8, TABLE 3.2]. Ce que nous nommons un **micro-essaim** de VLF se caractérise par une concentration intense d'activité par rapport à un niveau de base d'occurrence, en une courte période de temps. Les trois micro-essaims majeurs d'évènements VLF sont renseignés dans la TABLE 3.2 et se démarquent de l'occurrence journalière moyenne représentée par l'histogramme sur la FIGURE 3.8-Haut. Les micro-essaims se démarquent du niveau de base d'environ 1 évènement VLF par jour en moyenne entre Juin et Septembre 2018, puis d'environ 2 évènements par jour en moyenne entre Septembre 2018 et Février 2019.

Entre le 24 Février et Juin 2019, l'activité atteint 3 évènements journaliers en moyenne. Cette séquence est la période d'activité la plus intense. À partir de Juin 2019, l'activité des VLF décroît pour atteindre une moyenne de 2 évènements tous les 10 jours. Enfin, depuis Mai 2020, les périodes de quiescence sont de plus en plus longues, allant de quelques jours à quelques semaines [Fig.3.8].

Date de début	Date de fin	Nombre de jours	Nombre d'évènements VLF
2018-12-29	2019-01-01	4	15
2019-02-24	2019-02-27	4	27
2019-03-03	2019-03-05	3	21

TABLE 3.2 – Liste des micro-essaims majeurs d'évènements VLF.

Un second paroxysme de l'activité des VLF survient entre le 23 Février 2019 et le 8 Mars 2019, avec deux micro-essaims majeurs comprenant les deux maximum d'évènements journaliers : 11 évènements le 26 février 2019 et 10 évènements le 3 Mars 2019, comptabilisés TABLE 3.2. En définitive, entre Février et Juin 2019, l'activité des VLF double, la moyenne mensuelle passant de ~ 50 à plus de ~ 80 évènements par mois.

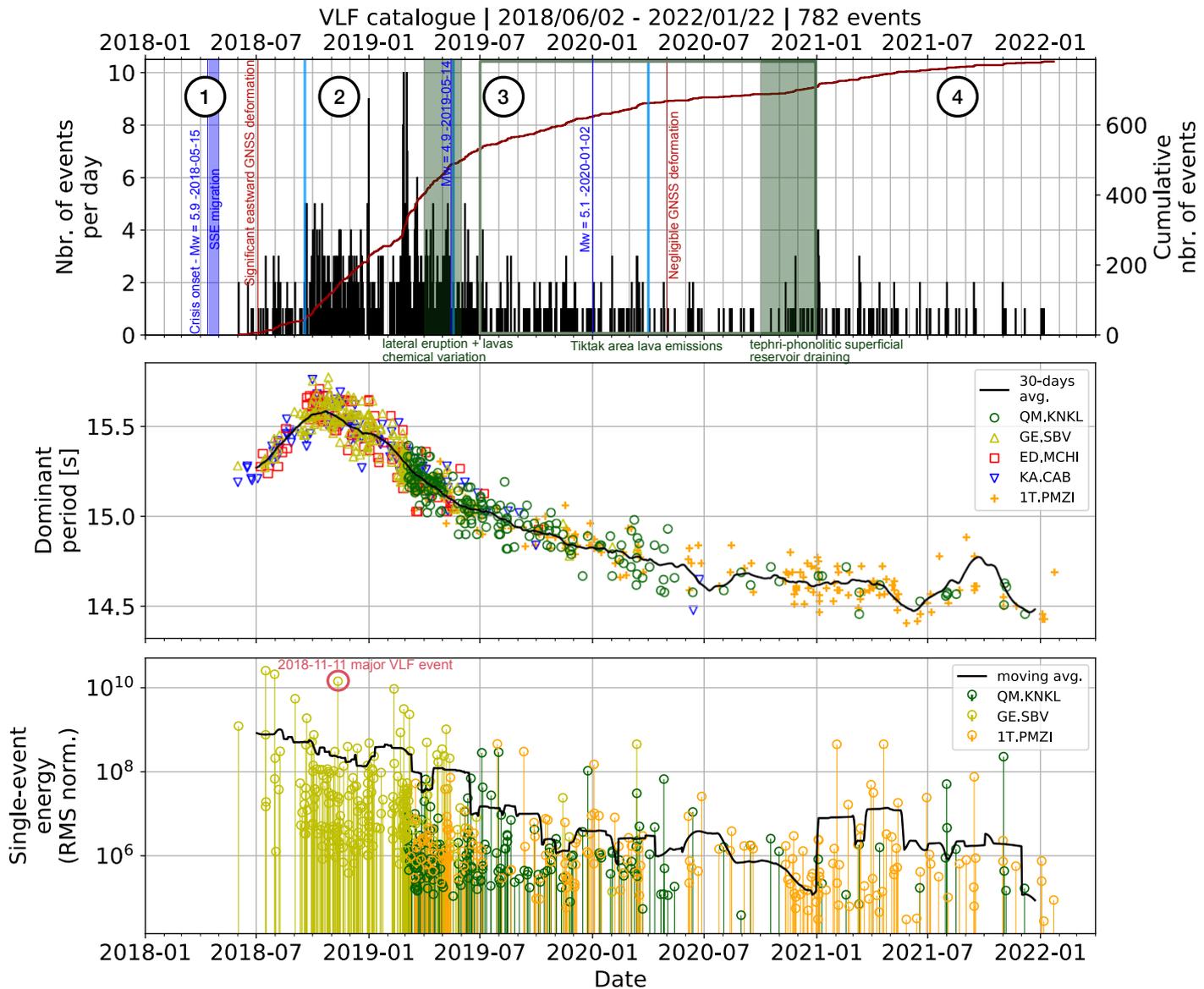


FIGURE 3.8 – Évolution temporelle des VLF et des attributs du catalogue entre le 2 Juin 2018 et le 1er Janvier 2022. **Haut)** Histogramme du nombre d'évènements journaliers entre Juin 2018 et Janvier 2022. **Double-axe droit**, le nombre d'évènement cumulé (courbe rouge). Quatre périodes d'activité ont été identifiées. **Centre)** Évolution de la valeur de la période dominante en fonction du temps. Les stations ne recouvrent pas les mêmes périodes de temps et se distinguent par des marqueurs et des couleurs différentes. La courbe noire représente la moyenne glissante sur 30 jours. La période dominante n'évolue pas de façon linéaire au cours du temps. **Bas)** Évolution temporelle de l'énergie (RMS normalisé) de chaque évènement VLF. L'énergie n'est présentée que pour les évènements détectés aux stations SBV (Nord Madagascar) et KNKL (Nord Ouest de Mayotte) [Fig.3.2]. Les valeurs de l'énergie de KNKL ont été normalisées (facteur 0.41) en fonction de la station SBV. L'énergie des VLF décroît au cours du temps, jusqu'à une stabilisation, voir une ré-énergisation à partir de Février 2021.

3.3.2. Évolution temporelle de l'énergie des événements VLF

Présentée sur la [FIGURE 3.8](#), l'évolution temporelle de l'énergie des événements VLF présente deux phases, une décroissance jusqu'à Janvier 2021, puis une ré-intensification courant Février 2021. Les événements les plus énergétiques, dont 14 d'entre eux sont détaillés [TABLE 3.3](#) [cf., [Annexe.3.4.2.](#)], sont majoritairement observés lors de la première année de la crise (10 sur 14 entre Juillet 2018 et Juillet 2019), soit lors de l'amorce et la mise en place de l'activité. Le plus souvent, ils surviennent lors des micro-essaims d'activité intense, comme pour les événements du 26 Février 2019 à 23h22min, du 3 Mars 2019 à 02h26min et 20h26min, [TABLE 3.3](#) [cf., [Annexe.3.4.2.](#)]. Le cas du VLF du 11 Novembre 2018, toujours considéré comme l'évènement majeur [[Lemoine et al., 2020](#), [Cesca et al., 2020](#), [Feuillet et al., 2021](#), [Sadeghi and Suzuki, 2021](#), [Bhattacharya, 2022](#)] après la constitution du catalogue, ne s'inscrit pas dans un micro-essaim, mais survient lors d'une phase d'activité très intense (entre Septembre 2018 et Juin 2019).

3.3.3. Évolution du contenu fréquentiel

Les signaux VLF ont été décrits comme monochromatiques avec un pic en fréquence qui domine le spectre à la période à ~ 15 s. Des pics spectraux secondaires sont également visibles dans le spectre à des périodes plus courtes, à ~ 6 s et ~ 4 s [[FIGURE ??](#)]. Dans les travaux qui suivent, l'analyse se porte uniquement sur la première *overtone* à ~ 6 s. Les valeurs de la période dominante et de l'*overtone* sont calculées dans le domaine fréquentiel par le maximum d'amplitude du spectre entre 12 et 18.5 s, et entre 5.50 et 6.80 s respectivement. Ces valeurs sont calculées pour toutes les stations disponibles au moment de l'évènement, puis moyennées.

Le premier évènement détecté le 2 Juin 2018 présente deux pics spectraux à 15.21 s et 6.10 s. Les événements des six derniers mois du catalogue (Mars 2021 - Janvier 2022) ont une période dominante moyenne de 14.57 s. Cependant, la décroissance de 15.2 à 14.6 s n'est pas linéaire [[Fig.3.9-milieu haut](#)]. Entre Juin 2018 et Octobre 2018, la période dominante croit de 2.5%, de 15.19 s à 15.77 s, le maximum atteint sur toute la période de la crise. La valeur de la période dominante reste stable autour de son maximum, $\sim 15.61 \pm 0.066$ s, pendant un mois (du 30 Septembre 2018 au 31 Octobre 2018) pour ensuite décroître jusqu'au 22 Janvier 2022, la fin de ce catalogue [[Fig.3.9](#)].

La première *overtone* suit la même tendance avec une variabilité supérieure, de 4% [[FIGURE 3.9-milieu bas](#)], passant de ~ 6.10 s à ~ 6.45 s en Octobre 2018. Puis, l'*overtone* décroît jusqu'à retrouver une valeur moyenne sur les six derniers mois du catalogue équivalente à sa valeur initiale, soit ~ 6.10 s.

Le rapport entre ces deux fréquences, égal à ~ 2.55 en début de crise, décroît légèrement avant de se stabiliser autour de ~ 2.41 [[FIGURE 3.9-bas](#)]. Le rapport de la période dominante et de la première *overtone* n'est pas constant au cours de la crise.

Au cours du signal d'un même VLF, les oscillations de la période dominante et celles de l'*overtone* sont marquées par des phases de couplage et de découplage. Trois cas sont observés :

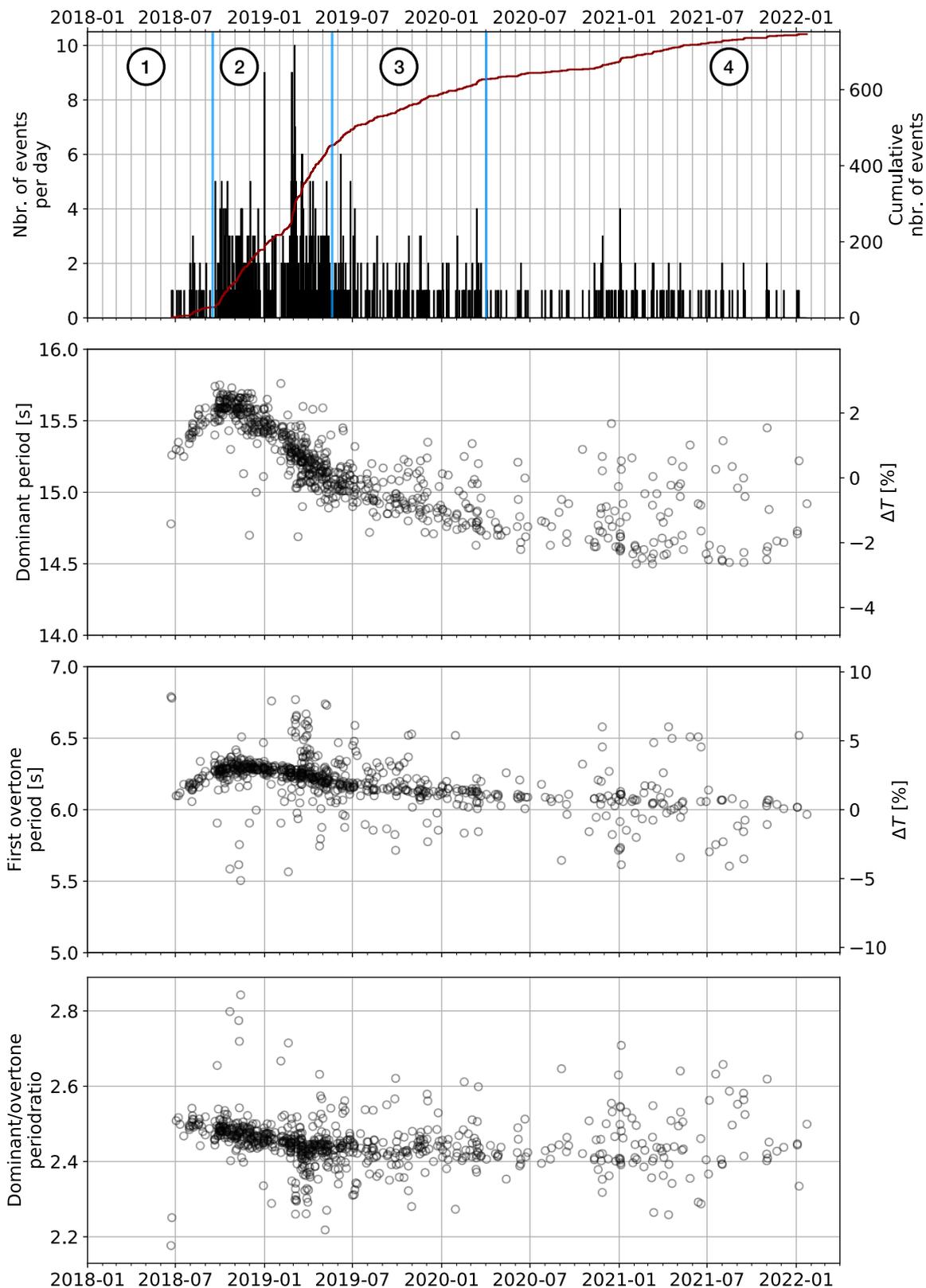


FIGURE 3.9 – Distribution temporelle de la période dominante et de l’*overtone* des évènements VLF du catalogue entre le 2 Juin 2018 et le 1er Janvier 2022. **Haut**) Histogramme du nombre d’évènements journaliers entre Juin 2018 et Janvier 2022. Double-axe droit, le nombre cumulé d’évènements (courbe rouge). **Centre-haut**) Évolution temporelle de la valeur de la période dominante. Double-axe droit, le pourcentage de variabilité, le zéro est fixé au niveau de la période dominante du premier VLF, le 2 Juin 2018, soit $T = 15.21$ s. **Centre-bas**) Idem que **Centre-haut** pour la valeur de l’*overtone*. Double-axe droit, le pourcentage de variabilité, le zéro est fixé à $T = 6.10$ s. L’*overtone* suit la tendance de la période dominante avec une variabilité plus élevée. **Bas**) Rapport de la période dominante sur l’*overtone*. Le rapport n’est pas constant, il tend à diminuer de ~ 2.5 à ~ 2.4 .

- les oscillations à ~ 15 s et ~ 6 s sont énergisées de façon simultanée, e. g. à l’amorce du signal sur la [FIGURE 3.10](#), ou sur la durée complète du signal [FIGURE 3.12](#).
- l’oscillation à ~ 15 s domine là où l’énergie des ~ 6 s est manquante ou très faible, e. g. [FIGURE 3.13](#)
- l’oscillation dominée par la période dominante s’éteint lorsque l’oscillation à la période de l’*overtone* se ré-intensifie, e. g. [FIGURE 3.10](#)]

LP à 6s sans 15 s ? Oui, mais pas comptabilisés

Sur la figure introductive [FIGURE ??](#), les oscillations à ~ 15 s dominent les composantes verticales et radiales à la station YTMZ [[Fig.3.2](#)] mais sont absentes sur la composante transverse. De même, l’amplitude des pics spectraux à ~ 15 , ~ 6 et ~ 4 s n’est pas équivalente sur les spectres des trois composantes. Pour l’évènement du 11 Novembre 2018 perçu à la station YTMZ (Petite Terre, [Fig.3.2](#)), l’amplitude du pic à ~ 15 s est élevée sur les composantes verticales et radiales mais faible, voire inexistante sur la composante transverse. L’amplitude du pic spectral de l’*overtone* à ~ 6 s reste équivalente sur le spectre des trois composantes, lorsque celle de l’*overtone* à ~ 4 s est élevée sur la verticale mais ne se distingue pas sur les composantes radiale et transverse.

Ces observations montrent que les oscillations à la période dominante et aux *overtones* ne se distribuent pas de façon égale entre les trois composantes du signal. Pour approfondir ces observations, les trois composantes doivent être analysées simultanément. En effet, les [FIGURE 3.10](#), [FIGURE 3.12](#) et [FIGURE 3.13](#) ne représentent que la composante verticale du signal. L’ensemble des stations du réseau local doit être pris en compte pour analyser la polarisation du signal. Ainsi, toutes les stations prises en compte permettent d’augmenter la couverture azimutale autour de la source. L’analyse de la polarisation du signal VLF est conduite Chapitre 5, grâce à l’acquisition de la position épiscopale des évènements VLF obtenue dans le prochain Chapitre [cf., Chapitre 4].

3.3.4. Temps caractéristique de la décroissance exponentielle des signaux VLF

Le contenu fréquentiel n’est pas l’unique caractéristique qui distingue les signaux VLF des autres signatures sismiques impliquant la présence de fluide en contexte volcanique [Kumagai and Chouet \[1999\]](#). Il est commun de calculer le facteur de qualité Q sur les signaux sismiques dont l’oscillation perdurent sur plusieurs dizaines de secondes ou de minutes [Kumagai and Chouet \[1999\]](#), [Hagerty and Benites \[2003\]](#). La caractérisation de la forme d’onde des signaux VLF par la modélisation de l’enveloppe, la quantification de leur énergie ou la mesure de leur durée nous permet de les caractériser.

Les évènements VLF sont caractérisés par des durées extrêmement longues, atteignant plusieurs dizaines de minutes. Au cours des trois années couvertes par cette étude, aucune évolution temporelle de la durée des VLF n’est constatée [cf., [Annexe 3.4.2.](#), [FIGURE 3.14](#)]. La durée moyenne des évènements VLF est de 1545 s, soit ~ 25 minutes, cependant, les durées

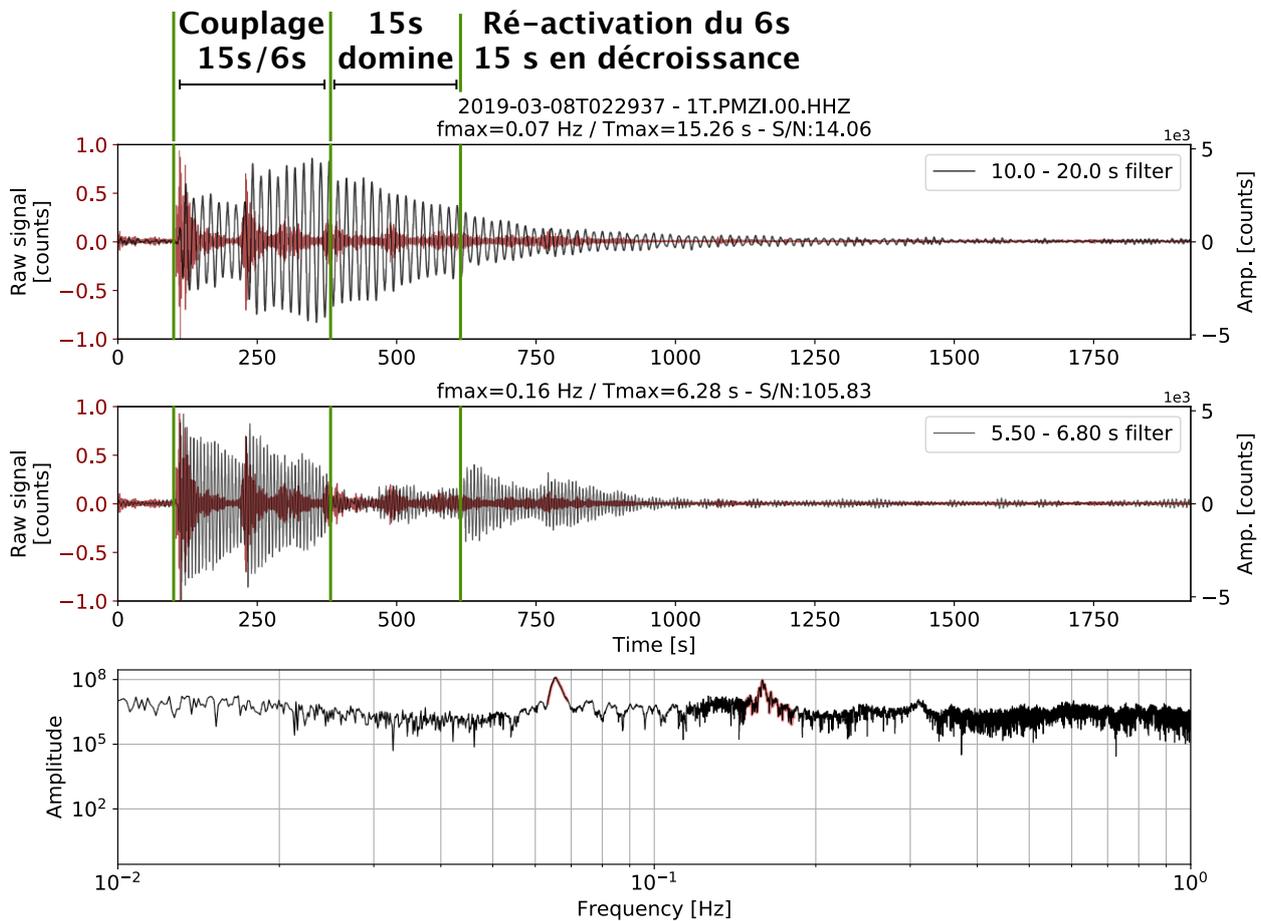


FIGURE 3.10 – Sismogramme de la composante verticale de l'évènement du 8 Mars 2019, 02h29min, enregistré à la station PMZI [Fig.3.2]. **Haut**) Sismogramme de la composante Z non filtré (en rouge) et filtré entre 10-20 s (en noir). La forme d'onde du VLF est modulée par plusieurs ré-activations énergétiques, synchrones avec la présence de hautes fréquences. Le signal est classé comme « complexe » [cf., Section 3.3.3]. **Centre**) Idem que **Haut** filtré (en noir) entre 5.50 et 6.80 s (0.147-0.182 Hz). L'énergie des oscillations ne se distribue pas de façon constante entre les ~ 15 et les ~ 6 s au cours du signal. **Bas**) Spectre du signal (Z) marqué par la présence des deux pics spectraux (surlignés en rouge selon la taille du filtre).

sont variables et sont comprises entre 500 et plus de 6000 s (plus d'une heure) [FIGURE 3.11]. Si l'on doit amorcer une classification, les VLF se partagent entre des évènements « courts », d'une durée inférieure à 1200 s (20 minutes), et des évènements « longs », voire « extrêmement longs » jusqu'à plus de 3000 s (50 minutes) [Fig.3.11].

Les signaux VLF courts sont plus impulsifs, avec des courtes durées d'émergence et une décroissance exponentielle peu modulée par des réactivations énergétiques, e. g. FIGURE 3.12 et FIGURE 3.13. Ces évènements sont en majorité accompagnés par des séismes hautes fréquences de type VT et/ou LP, le plus souvent au début du signal (e.g le VLF du 2019-09-10T170101 FIGURE 3.12, et Fig.3.13), ce qui suggère un mécanisme d'excitation au niveau de la source. Les évènements VT imbriqués dans les évènements majeurs des VLF ont été retrouvés dans les catalogues de sismicité [Saurel et al., 2021, Lavayssière et al., 2022], ils se localisent tous dans l'essaim Proximal, entre 35 et 45 km de profondeur.

Les évènements VLF « longs » en regard de la durée moyenne des VLF, par ailleurs déjà

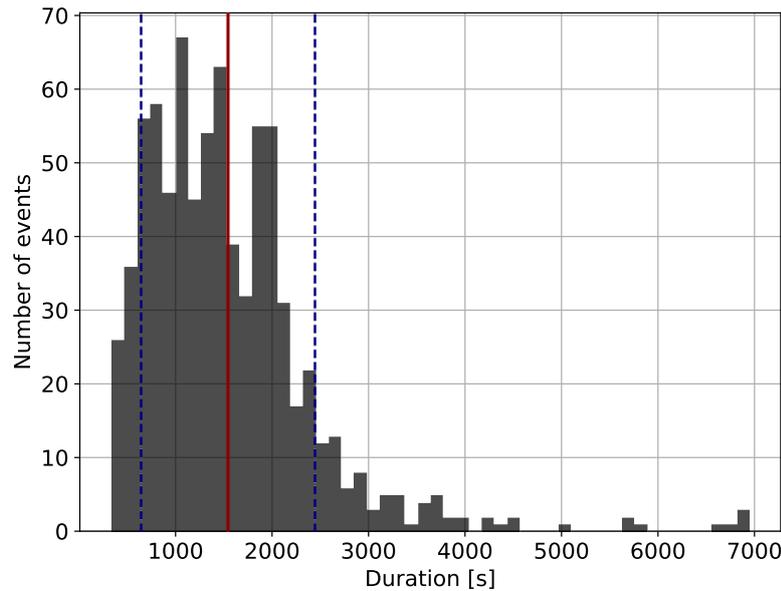


FIGURE 3.11 – Histogramme de la durée des événements VLF contenus dans le catalogue entre le 02 Juin 2018 et le 1er Janvier 2022. Les durées des événements sont comprises entre ~ 300 s (paramètre du détecteur) et plus de 6000 s, pour une valeur moyenne (ligne verticale rouge). Les lignes pointillées bleues représentent les valeurs de la moyenne plus ou moins l'écart type, soit $\sim 1545 \pm 900$ s. Les événements VLF ont des durées extrêmement longues qui les différencie des signaux basse fréquence habituellement observés lors de transferts et/ou des résonances de fluides en contexte volcanique.

extrême, ont un début plus émergent et une décroissance plus longue. Les formes d'ondes sont plus complexes (e.g., FIGURE 3.10) avec en moyenne au moins deux réactivations énergétiques, dont certaines parfois trop petites pour être modélisées [cf., S.3.2.4.]. Les événements VLF « longs » ou « extrêmement longs » sont aussi issus de l'imbrication de plusieurs événements dénotant une phase d'activité intense et/ou des processus complexes à la source.

3.4. Discussion

3.4.1. Chronologie de la sismicité VLF

Nous retraçons ici une chronologie de la crise sismique du point de vue des basses fréquences, dont le scénario chronologique se partage en quatre phases distinctes.

La première phase, ou phase d'activation, entre le 2 Juin 2018 et le 2 Septembre 2018, correspond à l'amorce et à la mise en place du phénomène. Cette mise en place se fait avec une moyenne de ~ 50 événements par mois. Aucun événement VLF n'est détecté au mois de Mai 2018, lors de l'amorce de la sismicité *strike-slip* de forte magnitude localisée dans la zone du Fani Maoré Lemoine et al. [2020], Bertil et al. [2021]. Durant la phase d'activation, les événements les plus énergétiques sont accompagnés d'une augmentation de la valeur de la période dominante (et du premier *overtone*) jusqu'à atteindre le maxima de 15.77 s [Fig.3.9; Fig.3.8]. La phase d'activation des VLF précède l'amorce de la sismicité profonde (~ 30 -40 km) des es-

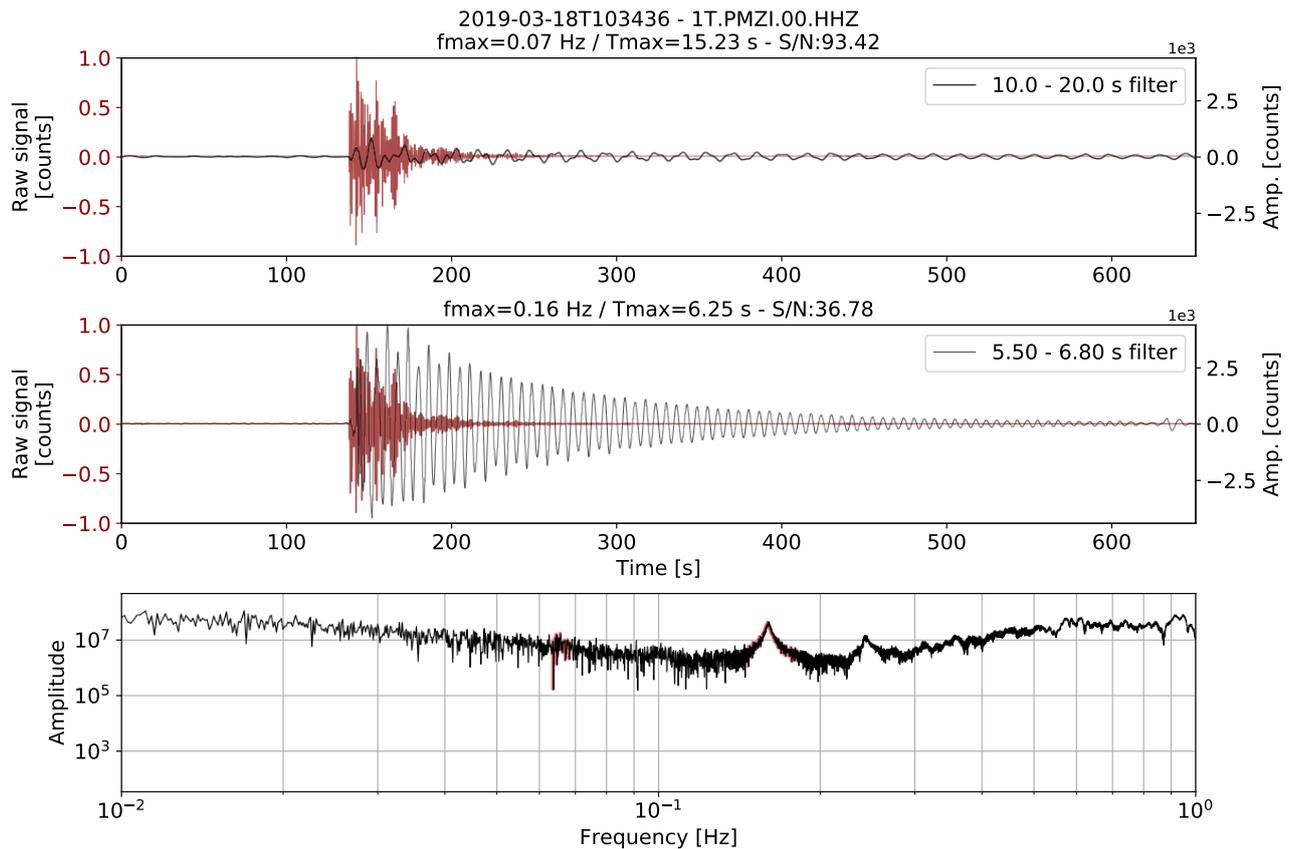


FIGURE 3.12 – Sismogramme de la composante verticale de l'événement du 18 Mars 2019, 10h34min, enregistré à la station PMZI. Haut), Centre) et Bas) Idem que FIGURE 3.10. La forme d'onde est dite simple, l'amorce du signal basses fréquences est synchronisée de la présence d'un fort VT ($M_L = 4.6$, [Lavyssière et al., 2022]), elle décroît ensuite de façon exponentielle. Pour cet événement, l'énergie de l'overtonne domine le signal temporel et le spectre par rapport à la période dominante à ~ 15 s.

sains Distal le 3 Juillet 2018 et Proximal le 8-13 Juillet 2018 [Lemoine et al., 2020, Mercury et al., 2022]. Le 31 Juillet 2018 est détecté un évènement majeur, d'une énergie équivalente à l'évènement du 11 Novembre 2018 [cf., Annexe.3.4.2.]. Pourtant, les premiers évènements VLF sont enregistrés dès Juin 2018 alors que la sismicité de l'essai Proximal n'était pas encore détectée selon le seuil de détectabilité ($M_L > 3$) des stations du réseau disponibles à cette période [Lemoine et al., 2020, Mercury et al., 2022]. On peut alors supposer que les VLF sont précurseurs à l'essai Proximal.

En revanche, l'amorce des VLF, en Juin 2018, se corrèle temporellement avec la migration S-E et vers la surface (1-14 Juin 2019, ?) de la sismicité localisée dans la zone du Fani Maoré [cf., Chap.2, FIGURE 2.1, Lemoine et al. [2020]]. Cette sismicité amorce la crise sismique de Mayotte, entre le 10 Mai et Juillet 2018, et est interprétée comme résultant de la vidange du réservoir par le transfert d'un large volume de magma ($V \sim 2.65 \text{ km}^3$, Lemoine et al. [2020]) vers la surface à travers un *dike* [Lemoine et al., 2020, Mercury et al., 2022, Lavayssière et al., 2022]. De plus, Cesca et al. [2020] date le début de l'éruption sous-marine à l'amorce de la sismicité très basse fréquence, le 2 Juin 2018.

La seconde phase débute par une augmentation rapide de l'activité, initiée le 2 Septembre 2018 par un évènement VLF majeur [TABLE 3.3], aussi relevé par Lemoine et al. [2020], et suivi d'un second le 21 Septembre 2018 [TABLE 3.3] lors d'un micro-essai présentant cinq évènements dans la même journée. C'est l'amorce d'une nouvelle séquence d'activité intense, faisant suite à la phase d'activation.

Cette phase d'activité intense se déroule entre Septembre 2018 et Juin 2019 et comporte plus de ~ 400 évènements VLF répartis en 10 mois et une moyenne mensuelle de ~ 80 VLF [Fig.3.8]. Elle inclut les micro-essais de VLF les plus intenses, du 29-31 Décembre 2018 et du 26 Février-3 Mars 2019 [TABLE 3.2].

C'est aussi lors de cette phase d'activité intense que la période dominante et l'*overtone* atteignent leur valeur maximale avant de se stabiliser (pendant le mois d'Octobre 2018) et de décroître. À la fin de cette période d'activité intense, en Juin 2019, la période dominante est légèrement inférieure, avec un $\Delta T = -0.2\%$ par rapport à sa valeur initiale, $T = 15.21 \text{ s}$ au 2 Juin 2018. La variation de l'*overtone* est plus forte, $\Delta T = 4\%$, mais sa période revient à sa valeur initiale, $T = 6.10 \text{ s}$, dès Juin 2019 [FIGURE 3.9]. Cette phase d'activité intense, le micro-essai de VLF d'Octobre 2018 et le maxima des pics spectraux se corrèlent avec le maximum de déformation enregistré par le réseau GNSS [Lemoine et al., 2020, Peltier et al., 2022] et avec le maximum de flux de lave modélisé [Peltier et al., 2022]. Cette déformation est associée à la vidange du réservoir magmatique qui nourrit l'éruption, réservoir localisé entre 25 et 45 km de profondeur au niveau de l'essai Distal [Lemoine et al., 2020, Peltier et al., 2022].

Pendant la troisième phase, de Juin 2019 à Mai 2020, une diminution progressive de l'activité VLF est enregistrée, alors que la diminution de la période dominante et de celle de l'*overtone* se poursuivent. Cette phase de diminution de l'activité des VLF est concomitante avec l'accrétion SSO du Fani Maoré observée entre Mai et Juillet 2019 [Deplus et al., 9-13 December 2019], et avec la modification de la composition chimique vers un magma plus différencié, téphri-phonolitique [Berthod et al., 2022]. Cette variation chimique suggère un changement de

trajectoire du *dike* qui alimente l'édification du Fani Maoré. Les paramètres qui caractérisent les formes d'onde VLF ne montrent aucun changement au cours de cette phase, néanmoins il se peut que le changement de trajectoire du *dike* impacte le processus à la source des VLF, celle-ci étant alors moins excitée.

Finalement, à partir de Mai 2020, une phase de stabilité s'installe, qui dure depuis maintenant plus de trois ans présentant une faible occurrence d'évènements VLF. L'activité des VLF est entrecoupée de périodes de quiescence de plus en plus longues, allant de quelques jours à quelques semaines.

Une exception apparaît le 3 Janvier 2021, avec quatre évènements VLF enregistrés en 24 heures, ce qui représente une hausse significative de l'activité en regard du niveau moyen. Après ce micro-essaim, un regain énergétique des évènements VLF est observé mais sans corrélation avec le contenu fréquentiel qui continue sa décroissance. Néanmoins, un ralentissement de la décroissance de la valeur de la période dominante et la stabilisation de l'*overtone* autour de sa valeur initiale à ~ 6.10 s semble survenir. Ce micro-essaim de Janvier 2021 est lié temporellement à la fin de la vidange du réservoir superficiel téphri-phonolitique [Berthod et al., 2022] et à la fin de l'éruption localisée au NNO, au niveau du Tik-Tak, soit le dernier changement géomorphologique relevé dans la zone du Fani Maoré [Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al., 2021]. En janvier 2021, une hausse du flux de lave modélisé est aussi perçue par l'inversion des données GNSS [Peltier et al., 2022]. Cependant, la déformation enregistrée par les stations du réseau GNSS a fortement ralenti depuis Octobre 2018, jusqu'à atteindre un niveau équivalent au bruit de fond depuis Mai 2020 [Peltier et al., 2022]. Une fois de plus, lorsqu'il s'agit d'analyse temporelle, les évènements VLF semblent se relier davantage à l'activité volcanique dans la zone du Fani Maoré. La corrélation entre, d'une part, l'observation de l'émission de laves en surface ainsi qu'une légère accélération de la déformation en lien avec la vidange du réservoir superficiel, et d'autre part, le regain d'activité perçu par la hausse du nombre d'évènements alors dans une phase de stabilité, soulève des questions. Les signaux VLF proviennent-ils du conduit qui alimente directement l'éruption de laves en surface comme le suggère [Cesca et al., 2020] ?

En résumé, si on observe que les évènements VLF et la déformation sont concomitants, il est en revanche difficile de se prononcer sur une origine commune, en termes géographiques pour ce qui est de la zone de stockage, autant qu'en termes de processus impliquant un transfert de fluides. La localisation des VLF du catalogue nous permettra de compléter ces observations dans la discussion du chapitre suivant, 4.

3.4.2. Signaux VLF : trémors de la crise sismique de Mayotte

Les variations de la période dominante et de l'énergie proviennent de l'influence d'un phénomène externe sur la source qui produit les VLF - les autres attributs qui qualifient les signaux VLF se montrent stables au cours des trois ans de crise analysée. D'un point de vue physique, plusieurs sources ne peuvent pas produire le même type de signaux pendant trois ans. la perturbation de la période dominante apparaît minime en comparaison avec une autre cavité qui devra produire un contenu fréquentiel identique. Nous en déduisons l'hypothèse que les signaux

VLF sont issus d'une même source unique et répétitive.

L'oscillation à ~ 15 s comme l'amplitude et la largeur du pic, même atténués, sont toujours visibles dans le spectre des stations régionales (Grande Comore et Madagascar). C'est ce qui a permis la détection de plus de 250 évènements VLF lors de la première année de la crise (Juin 2018 - Février 2019), où le réseau local n'était composé que de deux stations (YTMZ et MCHI). L'oscillation sinusoïdale de très longue durée des VLF et les pics spectraux sont donc liés à la source plus qu'à un effet de la propagation des ondes sismiques [Aki et al., 1977, Lemoine et al., 2020]. Le début émergent, l'absence d'ondes P et S et la décroissance exponentielle sinusoïdale dominée par la période à ~ 15 s, d'apparence monochromatique, sont la manifestation d'un phénomène lent et non-destructif à la source.

Dans le cas des signaux VLF de Mayotte et pour le seul cas similaire recensé dans la littérature [Talandier et al., 2016], les temps caractéristiques de l'atténuation de l'oscillation d'apparence monochromatique atteignent des durées extrêmes. L'atténuation de l'oscillation sinusoïdale des VLF peut être inférée à la nature visqueuse des magmas, comme suggéré par Lemoine et al. [2020] dans le cas des signaux VLF de Mayotte. Cependant, à ce stade, il est difficile de se prononcer sur la nature des fluides impliquées dans le processus physique qui produit les signaux sismiques basses fréquences car une diversité de zones de stockages et de fluides sont présents dans le système magmatique de Mayotte et du Fani Maoré [Audru et al., 2006, Berthod et al., 2021, 2022, Darnet et al., 2022, Dofal, 2021, Foix et al., 2021]. De plus, les modulations d'amplitudes, i. e., réactivations énergétiques, présentes dans la forme d'onde des VLF amplifient la durée caractéristique de la décroissance exponentielle par une ré-excitation du mécanisme qui les produisent. Nous avons mis en évidence, sans quantification, la corrélation quasi-systématique des réactivations de l'oscillation sinusoïdale des VLF avec la présence de séismes hautes fréquences de type VT ou LP, déjà observée par Lemoine et al. [2020], Retailleau et al. [2022]. Cette corrélation suggère un lien d'excitation, non caractérisé dans cette étude. En revanche, l'analyse statistique des signaux sismiques entre Janvier 2020 et Décembre 2021 montre que les micro-essaims de LP sont concomitants avec l'apparition des VLF dans 40% des cas et que les VLF sont systématiquement accompagnés par des hautes fréquences présentes tout au long du signal, même si elles sont majoritairement présentes lors de son amorce Flores Allende [2022]. Les processus de déclenchement entre les hautes et les très basses fréquences devront être explorés et quantifiés de façon plus approfondies.

Les signaux VLF ne sont pas monochromatiques mais **polychromatiques**, puisque la présence d'*overtone*s à ~ 6 s et ~ 4 s a été observée dans le spectre en plus du pic spectral dominant à ~ 15 s. En contexte volcanique, la présence d'un pic spectral dominant et de pics secondaires est associé à la signature sismique d'effets de résonance d'une (ou plusieurs) cavité(s) [Aki et al., 1977] en réponse à une excitation Chouet and Julian [1985]. De plus, les contrastes d'impédance entre les fluides et l'encaissant sont souvent impliqués dans les phénomènes de résonances au sein des systèmes magmatiques [Aki et al., 1977, Ferrick et al., 1982, Kumagai and Chouet, 1999, Kumagai et al., 2003, Chouet, 1996b, Chouet and Julian, 1985, Chouet, 1988].

Au sein d'un même évènement VLF accompagné de séismes VT et/ou LP, la décorrélation entre l'énergisation à ~ 15 s et celle à ~ 6 s, suggère une dissociation mécanique et/ou une dissociation géographique du processus d'excitation qui génère les évènements VLF. L'hypothèse n'est pas exclue que l'énergie à ~ 15 s et celle à ~ 6 s viennent de cavités spatialement proches mais disjointes. L'oscillation des VLF, soit la signature sismique du phénomène de résonance, peut être réactivée par l'excitation qui la produit [Chouet and Julian, 1985], même de manière découplée géographiquement et mécaniquement [Kumagai and Chouet, 1999]. L'exploration approfondie des liens temporels et spectraux entre les hautes et les très basses fréquences permettrait d'obtenir davantage de renseignements sur le processus d'excitation. La localisation de l'*overtone* et des VT et/ou LP qui accompagnent les signaux VLF, proposée dans le chapitre suivant, nous permettra de discuter des liens de déclenchement ou d'excitation qui co-existent entre ces différents types de sismicité, et ainsi des phénomènes physiques qui les génèrent au sein du système magmatique de Mayotte et du Fani Maoré.

Au vu de la stabilité des attributs qui caractérisent les signaux VLF, l'hypothèse d'une source unique et d'un processus répétitif au cours des trois ans de crise est faite. Par ailleurs, la valeur de première *overtone* à ~ 6 s varie au cours du temps suivant la tendance de la fréquence dominante, avec d'abord une augmentation puis une décroissance. Les deux périodes évoluent conjointement sur le long terme, ce qui suggère une source commune. Les variations de la période dominante et/ou des *overtones* sont susceptibles d'être causés par des modifications des propriétés de la source résonante (forme, géométrie, volume) ou des fluides (température, composition et/ou fraction liquide/gazeux), en lien avec l'activité volcanique [Aki et al., 1977, Kumagai et al., 2003, Maeda and Kumagai, 2017].

Lorsque les pics spectraux sont des multiples entiers de la période dominante, on parle d'**harmoniques** et de **mode fondamental**. Sinon, ils sont nommés *overtones* et dénote d'un système à plusieurs dimensions.

Dans le premier cas, le phénomène de résonance est modulé par la géométrie et la taille de la cavité dans laquelle l'onde de pression se propage Aki et al. [1977], Chouet and Julian [1985], Chouet [1988]. La fréquence du mode fondamental dépend alors essentiellement du volume de la cavité et de la taille de l'ouverture dans le cas d'un *fluid-filled crack* [Chouet, 1988, Seidl and Hellweg, 2003].

Dans le cas des signaux VLF de Mayotte, la longue durée de la décroissance exponentielle et le contenu fréquentiel très bas ont aussi été rapportés à la grande taille du résonateur [FIGURE 7.2, Cesca et al. [2020]]. La variation de la période dominante, alors perçue comme le mode fondamental, est reliée directement à un changement de géométrie, de longueur et/ou d'ouverture, i. e., de volume [Cesca et al., 2020].

Or, nous calculons un rapport entre la période dominante et la première *overtone* est de ~ 2.5 , soit un multiple non entier. On ne peut alors parler ni d'harmonique et ni de mode fondamental. Le processus qui produit la résonance des VLF est lié à une géométrie non linéaire, soit impliquant que la résonance soit produite par une cavité 3D, et non d'un changement de taille/volume uniquement 1D. De plus, un rapport de période non-entier et la variation du contenu fréquentiel peut se rapporter également aux propriétés du fluide par sa compressibilité, e.g., la présence de gaz et/ou à l'interaction fluides-solides [Chouet, 1996b, Neuberg et al., 2006].

D'un point de vue chronologique, la variation de la composition chimique des laves du Fani Maoré, liée à la vidange du réservoir superficiel téphri-phonolitique, i.e., de magma plus différencié, rencontré par le *dike* lors de sa propagation vers la surface [Berthod et al., 2022], est largement postérieure à l'augmentation de la période et de l'*overtone*. Les deux phénomènes ne semblent pas liés temporellement.

Il existe plusieurs types de géométrie de résonateur, parmi lesquels le modèle du *fluid-filled crack* [Chouet, 1988] est avancée par Cesca et al. [2020] comme géométrie de source pour les signaux VLF. Cette géométrie de source est cohérente avec la localisation et le mécanisme au foyer issus de l'inversion des formes d'ondes télé-sismiques. Pour poursuivre la discussion sur les différentes hypothèses proposées ci-dessus, nous allons procéder d'abord à la localisation de la source des VLF, puis à la caractérisation du champs d'onde complet émis par la source.

Les caractéristiques discutées nous ont permis de déduire que la signature sismique des VLF correspond à un phénomène de fluide en résonance dans un système magmatique. La présence de pics spectraux très basses fréquences rend les événements VLF comparables par exemple aux VLPT *Very Long Period Tremors* poly-chromatiques perçus sous le lac de laves du volcan Ambrym [Legrand et al., 2005]. Aussi, de par la longue décroissance exponentielle, les VLF ressemblent aux Tornillos, ou *screw-like events*, enregistrés en contexte volcanique, e. g., au Galeras [C. RA et al., Seidl and Hellweg, 2003] ou au Tongariro [Hagerty and Benites, 2003], généralement associés à la fragmentation des gaz dans la partie sommitale de l'édifice. Ces indices nous incitent à classer les signaux VLF comme des **trémors** [Matoza and Roman [2022] and references therein].

Conclusion

Grâce à l'élaboration d'une méthode de détection spécifique aux signaux VLF, basée sur deux caractéristiques majeures : spectrale, la période dominante, et temporelle, la longue durée de la décroissance exponentielle, plus de 780 événements ont été détectés entre Juin 2018 et Janvier 2022. Les événements du catalogue ont été décrits et caractérisés par des attributs qualificatifs de premier ordre qui renseignent sur le phénomène à la source des VLF. La forme d'onde des VLF, caractérisée par la longue oscillation sinusoïdale décroissante, suggère des mouvements de fluides en résonance liés à un mécanisme sans rupture cassante. Les signaux VLF de la crise sismique de Mayotte s'apparentent alors à des trémors.

La diversité des formes d'ondes des VLF, modulées par la présence, ou non, de réactivations énergétiques concomitantes à la présence de séismes VT et/ou LP, montre que la résonance est probablement soutenue par une excitation externe. L'analyse des liens statistiques entre les catalogues LP et VLF mérite d'être approfondie, cependant, il est à noter que, dans $\sim 40\%$ des cas [Flores Allende, 2022], les micro-essaims de LP sont accompagnés par un événements VLF. Pour affiner notre compréhension des liens VT-LP-VLF, les travaux d'observation et de classification amorcés au cours de cette thèse devront être poursuivis.

Le nombre de détections journalières, la distribution des évènements les plus énergétiques et la période dominante des VLF ne sont pas constants au cours du temps. De la distribution temporelle des attributs, nous déduisons deux effets propres à la source qui produit les VLF :

- les signaux VLF sont issus d’une même source unique et répétitive.
- l’état, i. e., la géométrie, la taille ou le volume de la source ou les propriétés des fluides impliqués ont varié au cours du temps.

Il est mis en évidence quatre phases d’activité distinctes qui se corrént avec la déformation [Lemoine et al., 2020, Peltier et al., 2022] et avec l’analyse temporelle de la sismicité de l’essai 1 et de l’essai Distal [Lemoine et al., 2020]. Les VLF ayant été localisés au niveau de la zone de l’essai Proximal par Cesca et al. [2020], Feuillet et al. [2021], les liens entre les mouvements de fluides générant ces derniers et la naissance du Fani Maoré restent flous.

Annexe B : Évènements VLF majeurs du catalogue

Parmi les 783 évènements VLF du catalogue, une sélection manuelle de quatorze évènements majeurs est réalisée sur la base de leur forte énergie et du rapport signal sur bruit élevé *SNR*.

Début	Durée [s]	SNR	Période [s]	Énergie	<i>Humps</i>	t_1-t_0 [s]	<i>Decay</i> [s]
2018-07-31T003509	3046.0	76.13	15.38	2.1e10	1.0	57.0	297.2
2018-09-02T111350	2288.0	74.25	15.46	5.48e9	1.0	204.4	351.3
2018-09-21T082319	2080.0	74.84	15.54	1.89e9	2.0	221.9	428.0
2018-11-11T092546	1924.0	196.87	15.66	1.43e10	2.0	180.9	279.9
2019-02-26T232255	2470.0	12.56	15.35	3.42e10	3.0	185.0	309.1
2019-03-08T022530	2236.0	52.31	15.22	9.32e8	3.0	242.6	253.1
2019-03-08T202618	2236.0	39.78	15.22	1.43e8	1.0	57.9	234.4
2019-04-24T004220	1274.0	20.38	15.19	1.7e8	1.0	57.5	206.7
2019-05-07T020231	2574.0	11.76	15.15	1.03e9	2.0	103.5	371.8
2019-07-29T112401	2028.0	58.38	15.04	1.89e8	2.0	117.0	262.5
2019-09-10T170101	2314.0	39.33	14.94	1.24e8	1.0	79.7	369.5
2020-04-26T082359	2028.0	49.61	14.82	2.75e7	4.0	63.5	277.5
2021-02-02T162144	2158.0	45.58	14.59	1.85e8	1.0	61.5	170.7
2021-09-14T224342	3432.0	25.48	14.61	3.11e7	3.0	45.4	487.5

TABLE 3.3 – Liste des évènements VLF majeurs et leurs attributs.

Parmi les évènements majeurs, il est observé une diversité des formes d’ondes, dites « **simples** » lorsque la décroissance exponentielle est continue, et « **complexes** » lorsque la forme d’onde se compose d’une série de réactivations énergétiques. Des séismes hautes fréquences de type VT et/ou LP (ou hybride) sont synchrones des réactivations énergétiques, ce qui suggère un lien d’excitation et/ou de déclenchement. Les séismes VT ont été localisés dans l’essaim Proximal selon les catalogues de [Saurel et al. \[2021\]](#), [Lavayssière et al. \[2022\]](#).

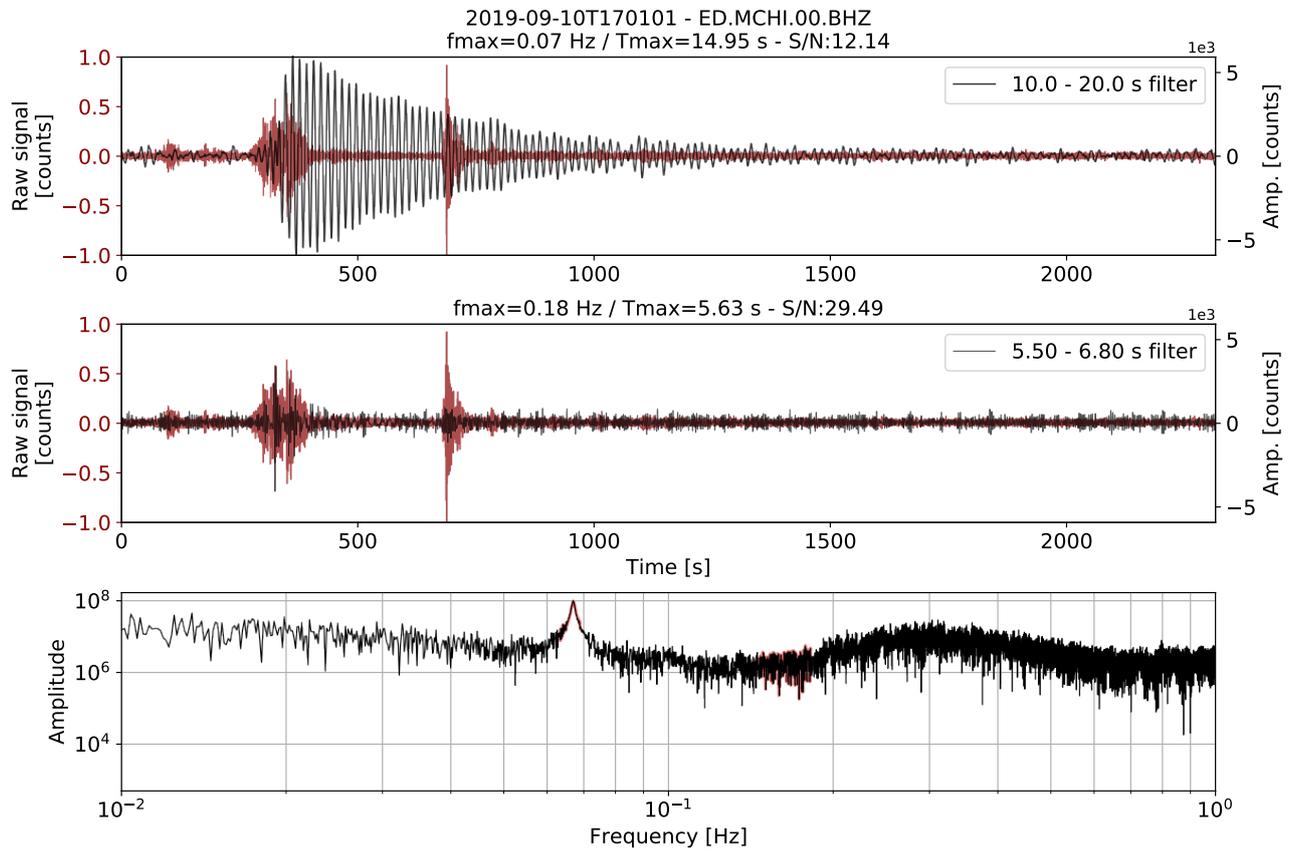


FIGURE 3.13 – Sismogramme de la composante verticale de l'évènement du 10 Septembre 2019, 17h01min, enregistré à la station MCHI. Haut) Superposition du signal non filtré (rouge) et filtré entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz) autour de la période dominante (noir). Centre) Idem filtré entre 5.50 et 6.80 s (0.15-0.18 Hz) autour du premier *overtone*. Les hautes fréquences se situent à l'amorce du signal. Bas) Spectre en amplitude de la fenêtre du signal, les fréquences d'intérêt sont soulignées en rouge. Le pic à ~ 15 s domine le signal, les *overtone* ne sont pas présentes pour ce VLF. L'hypothèse de deux cavités distinctes dont l'excitation est découplée n'est pas exclue. La forme d'onde est dite simple, la décroissance exponentielle est peu réactivée malgré la présence d'un VT énergétique dans la coda.

Annexe C : Évolution temporelle des attributs majeurs du catalogue (2018-2022)

L'évolution temporelle du nombre journalier d'évènements VLF, de la période dominante et de l'énergie montrent des tendances au cours du temps sur lesquelles nous avons basé notre scénario chronologique [cf., Section ??]. Les autres attributs, comme le nombre de réactivation énergétique, i. e., *humps*, la durée d'émergence et la durée de décroissance exponentielle ne montrent pas de tendance dans le temps, mais ont permis la caractérisation de la forme d'onde des VLF du catalogue.

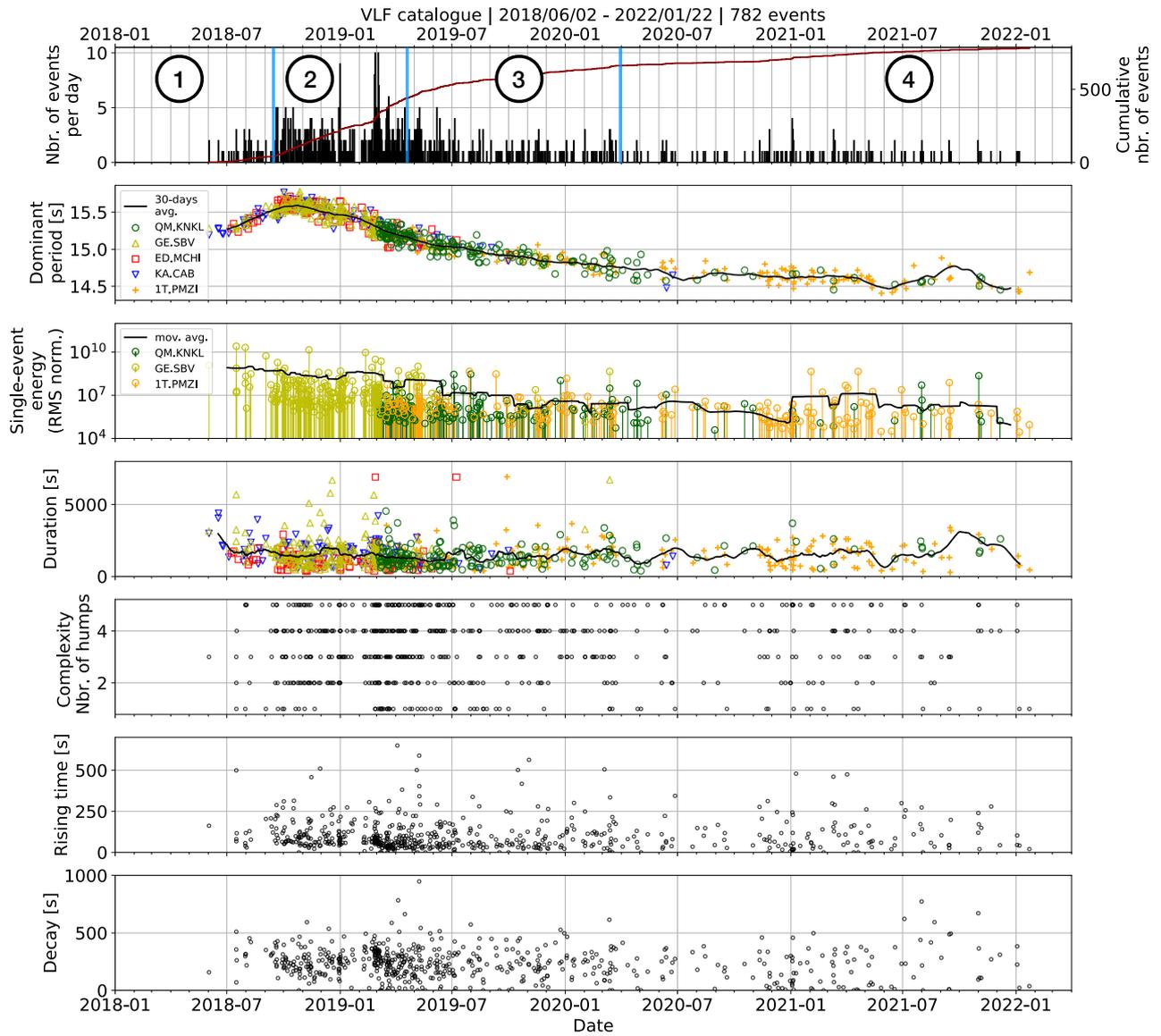


FIGURE 3.14 – 1), 2) et 3) Idem que la FIGURE 3.8. 4) Évolution temporelle de la durée de chaque évènement VLF entre le 2 Juin 2018 et le 22 Janvier 2022. Les stations ne recouvrent pas les mêmes périodes de temps et se distinguent par des marqueurs et des couleurs différentes. La courbe noire représente la moyenne glissante sur 30 jours. La durée des VLF ne montre pas de tendance au cours du temps. 5) Évolution temporelle du nombre de réactivations énergétiques, ou *humps*, qui caractérise la complexité de la forme d’onde. Ce paramètre est issu du nombre d’itérations nécessaires à la modélisation complète de l’enveloppe de la forme d’onde des VLF filtrée entre 10 et 20 s. 6) et 7) Évolution temporelle des paramètres issus de la modélisation itérative de l’enveloppe de la forme d’onde des VLF. La durée d’émergence, $t_1 - t_0$, *rising time*, est le temps nécessaire à l’énergisation du signal, entre le déclenchement et l’amplitude maximale. La durée de décroissance, *decay*, est le temps de la décroissance nécessaire pour revenir à 37% du maximum d’amplitude, t_1 . La durée d’émergence et la durée de décroissance sont issues de la première itération, qui modélise l’enveloppe moyenne de la forme d’onde. Aucune tendance de ces deux paramètres ne se dessine dans le temps mais une forte variabilité des valeurs est constatée mais non discutée ici.

Annexe D : Exemple d'une fausse détection

Sur la [FIGURE ??](#) est représentée une fausse détection comptabilisée le 29 Novembre 2018 à la station SBV [[FIGURE 3.1](#)]. Sa période est de ~ 14.5 , soit faible par rapport à la période moyenne des VLF à ce moment là. De plus, en regardant le signal filtré entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz) on s'aperçoit des différentes phases dans le signal, aussi présentes à plus haute fréquence sur le signal non filtré. Ces phases sont issues de la propagation des ondes produites par un évènement tectonique de forte magnitude ($M_W > 4$) à des distances télé-sismiques. Sur le spectrogramme normalisé du signal binarisé, on voit un motif en forme de « virgule » qui signe de la dispersion du contenu fréquentiel porté par les ondes de surfaces [[Bromirski et al., 2005](#)]. Ce motif permet aussi d'effectuer une distinction à l'oeil nu en regardant les spectrogrammes des formes d'onde filtrées entre 10 et 20 s.

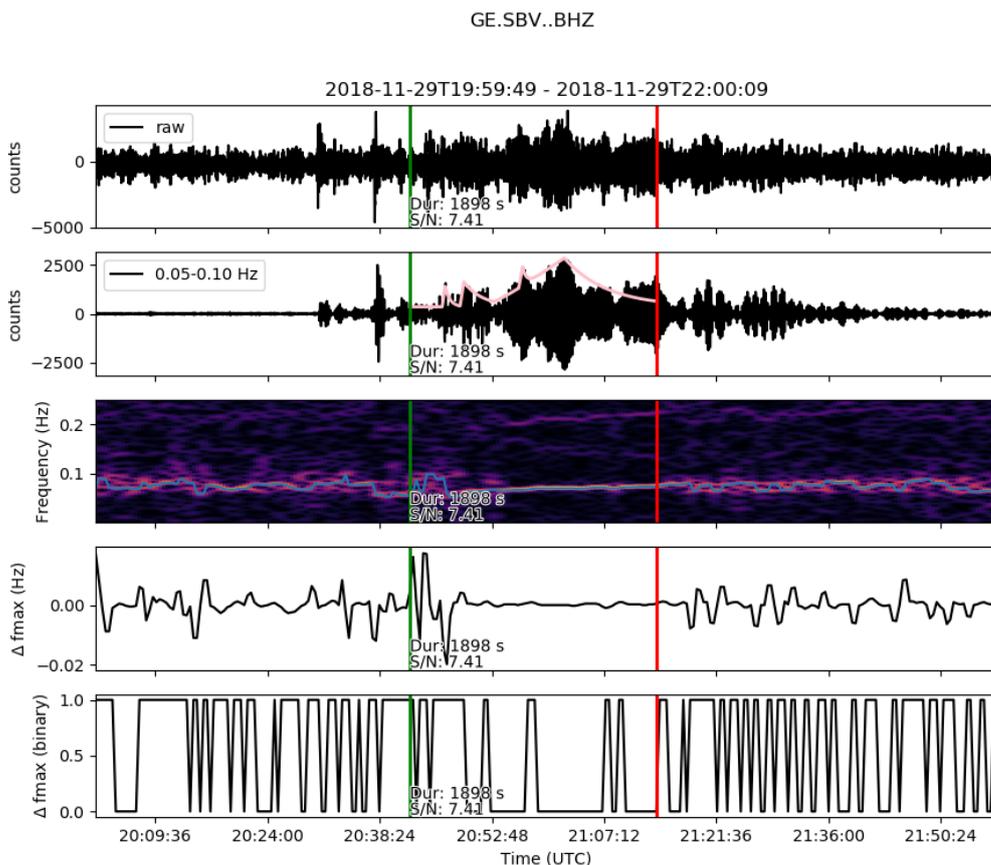


FIGURE 3.15 – Exemple d'une fausse détection rejetée lors du post-traitement. Les étapes du processus de détection sont décrites sur la [FIGURE 3.4](#). **1**) Composante verticale (Z) non-filtrée, non corrigée en unité physique, à la station sismique SBV [[Fig.3.1](#)]. **2**) Idem que **1**, filtré passe-bande entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz). L'enveloppe du signal (courbe rose) est modélisée via un processus itératif pour chaque réactivation énergétique. **3**) Spectrogramme normalisé du signal sismique binarisé **2**. Les fréquences qui contiennent le plus d'énergie, f_{max} , sont ciblées (ligne bleue claire). Le caractère dispersif des ondes de surfaces apparaissent par un motif « en virgule » dans le spectrogramme. Ceci permet aussi de les différencier à l'oeil de la monotonie affichée des signaux VLF. **4**) Dérivée de la fréquence maximale f_{max} , extraite de **3**. **5**) Binarisation de la dérivée de f_{max} . Les *trigger on* (vert) et *off* (rouge) sont définis par une succession de zéros supérieure ou égale à la durée minimale (~ 400 s), contrôlée dans les paramètres de configuration.

Chapitre 4

Localisation des signaux VLF

Sommaire :

4.1. Conversion physique des données OBH	86
4.2. Méthode de <i>Back-Projection</i>	88
4.2.1. Suppression des localisations peu contraintes	90
4.3. Résultats de la méthode de <i>Back-Projection</i>	91
4.3.1. Distribution hypocentrale des évènements VLF	94
4.3.2. Localisation de l' <i>overtone</i> à 6 s	94
4.4. Biais et incertitudes de la méthode de <i>Back-Projection</i>	95
4.5. Hypothèses sur l'origine des signaux VLF	99
Annexe E : Influence de la géométrie du réseau sur les résultats de la localisation . . .	104
Annexe F : Test de validation de la méthode de <i>Back-Projection</i>	107
Annexe F.Bis : Somme des grilles de probabilité de localisation	109

Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en évidence des liens temporels entre la phase d'activité intense des évènements VLF, la déformation perçue par le réseau GNSS et la vidange du réservoir profond qui alimente l'éruption. De plus, nous avons attribué la longue décroissance exponentielle sinusoïdale poly-chromatique du signal à la signature sismique de la résonance d'une (ou plusieurs) cavité(s) remplie(s) de fluides. Afin de lier le phénomène de mouvement de fluides en résonance à l'origine des signaux VLF avec les différentes structures impliquées, nouvelles ou ré-activées, dans la formation du Fani Maoré, nous procéderons dans ce chapitre à la localisation de plus de 450 évènements VLF entre Février 2019 et Janvier 2022. Les 84 premières localisations entre Février et Mars 2019, au niveau de la zone du Fer à Cheval et de l'essaim sismique Proximal [Feuillet et al., 2021], seront complétées par celles des évènements entre Mars 2019 et Janvier 2022, fin de notre analyse.

Les signaux VLF apparentés aux trémors, présentent, par leur origine non cassante, un début émergeant durant plusieurs dizaine de secondes à quelques minutes [cf., Annexe 3.4.2. TABLE 3.3]. Les arrivées impulsives des phases P et S, classiquement observées sur les séismes tectoniques et utilisées pour leur localisation, ne sont pas visibles dans le signal à l'échelle locale. Dans notre cas, les méthodes conventionnelles de sismologie ne peuvent être employées. Par conséquent, nous présenterons en premier temps dans ce chapitre une méthode de localisation alternative par rétro-projection, basée sur la vraisemblance des formes d'onde au sein d'un réseau de capteurs [Poiata et al., 2016]. Pour cela, et afin de disposer d'un réseau présentant un gap azimutal minimal, nous procéderons à la conversion des données de pression issues des hydrophones en un signal équivalent au signal sismique perçu par les stations large-bandes terrestres [An et al., 2017].

Dans un deuxième temps, nous discuterons des limites de notre méthode et de la difficulté de nous prononcer sur la position hypocentrale de la source des signaux VLF. Enfin, suite à la description précise des caractéristiques et du contenu en fréquence des signaux VLF, nous combinerons l'analyse temporelle à l'analyse spatiale de leur distribution dans le but de contraindre la source géologique les produisant au sein du système magmatique de Mayotte.

4.1. Conversion physique des données OBH

Les variations de pression de la colonne d'eau mesurées par les OBH sont liées au mouvement du sol sur le fond marin. De façon plus spécifique, comme discuté dans An et al. [2017], la pression dynamique au niveau du fond marin est proportionnelle à l'accélération du sol, sous certaines conditions :

- (1) l'incompressibilité de la colonne d'eau ;
- (2) un déplacement du sol négligeable en regard de la hauteur de la colonne d'eau ;
- (3) une célérité de l'onde sismique supérieure à celle de l'onde de pression qui se propage dans la colonne d'eau ;
- (4) une longueur d'onde, λ , du signal supérieure à la hauteur de la colonne d'eau (approximation en eaux « peu profondes »).

En supposant une célérité des ondes de surface comprise entre 2000 et 4000 m/s et une période dominante monochromatique à ~ 15 s :

$$\lambda = \frac{c}{f} = cT$$

La longueur d'onde dans l'eau des signaux VLF est comprise entre 30000 et 60000 m selon la vitesse de phase choisie. Les OBH sont localisés à des profondeurs sous le niveau de la mer comprises entre 1260 m (MOOH) et 3524 m (MOAI) [FIGURE 3.2], tous déploiements confondus (2019-2022). La longueur d'onde des signaux VLF, λ , est alors bien supérieure à ces profondeurs : l'approximation en eaux « peu profondes » peut être faite.

Suivant [An et al. \[2017\]](#), nous calculons l'accélération du sol, $a(t)$, selon :

$$a(t) = \frac{P(t)}{\rho H} \quad (4.1)$$

avec $P(t)$, la pression à la base de la colonne d'eau, ρ , la densité de l'eau de mer et H , la hauteur de la colonne d'eau au dessus du capteur. La conversion d'unité physique proposée par l'Eq.4.1 exprime l'équivalence entre la pression dynamique à la base de la colonne d'eau avec l'accélération enregistrée sur le fond de mer au passage de l'onde [[An et al., 2017](#)].

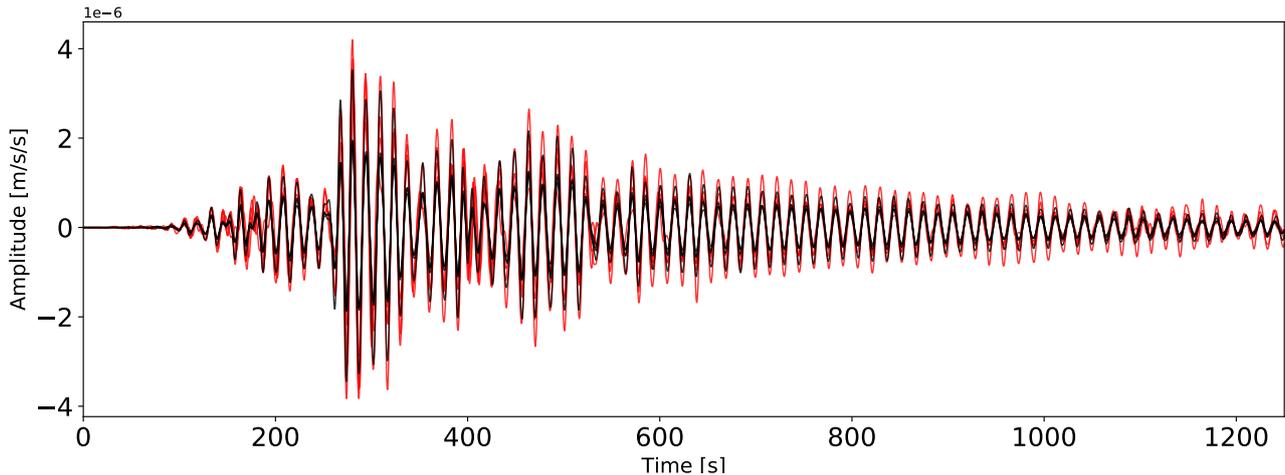


FIGURE 4.1 – Superposition des sismogrammes de l'évènement VLF du 8 Avril 2019 à 20h26min corrigés en temps par inter-corrélation, en amplitude par l'atténuation, et filtrés entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz). Le signal des 4 capteurs larges-bandes terrestres (BB, en noir, Fig.3.2) est déconvolué de la réponse instrumentale en accélération et les 4 capteurs de pression (OBH, en rouge, Fig.3.2) ont été convertis de pression en accélération selon la formulation Eq.4.1, [[An et al., 2017](#)]. La haute similarité des formes d'onde des stations du réseau local, une fois corrigées du temps de propagation, atteste de la validité de l'approximation en eaux « peu profondes » concernant l'équivalence pression dynamique - accélération du sol appliquée aux OBH. La haute similarité des formes d'onde est aussi un pré-requis à la localisation par la méthode de *Back-Projection*. Cet exemple est localisé [FIGURE 4.2](#) suivant les étapes **A**, **B**, **C**, **D**.

Nous vérifions ensuite la bonne adéquation de la conversion d'unité physique. La comparaison est effectuée entre les signaux en accélération des stations terrestres large-bandes [Fig.3.2] obtenus par déconvolution instrumentale puis dérivés, avec les signaux des OBH convertis en accélération. La [FIGURE 4.1](#) montre les signaux filtrés entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz), corrigés du temps de propagation inter-station et transformé en accélération, pour les stations OBH versus les stations BB. La haute corrélation des formes d'onde, mesurée par le coefficient de corrélation, CC [*Cross-correlation Coefficient*] $\gg 0.9$ [Fig.4.2-A], atteste de la bonne adéquation et de la robustesse de cette opération.

Grâce à la conversion des données OBH en accélération, le réseau local utilisé pour la localisation est élargi de 6 stations supplémentaires. Elles sont installées en mer, autour de la ride volcanique jusque dans la zone du volcan, et permettent de couvrir cette zone marine inaccessible ainsi que de réduire le gap azimutal [[Aiken et al., 2021](#), [Saurel et al., 2021](#)]. Elles

seront indispensables à la localisation et à la caractérisation [cf., Ch.5] des évènements VLF du catalogue. De plus, la haute similarité des formes d’ondes des VLF filtrées entre 10 et 20 s au sein du réseau local, après la correction des données OBH, est le pré-requis nécessaire à la mise en pratique de la méthode de *Back-Projection* [cf., Section ??].

4.2. Méthode de *Back-Projection*

La méthode de *Back-Projection* est basée sur la détermination des délais liés au temps de propagation. Les délais sont donc calculés pour une vitesse de propagation horizontale, v_{bp} , supposée constante. Ils sont relatifs entre les stations d’un même réseau [Poiata et al., 2016]. La mesure du temps de propagation est réalisée via l’inter-corrélation des formes d’ondes sur les composantes verticales des stations du réseau local, terrestres et sous-marines, de Mayotte, où la distance inter-station n’excède pas 60 km [Fig.3.2]. La localisation par inter-corrélation des formes d’ondes est permise par l’observation d’une **vraisemblance**, i. e., cohérence élevée du signal filtré entre 10-20 s ($CC \gg 90\%$, Fig.4.1) après la conversion physique des OBH en accélération [cf., Section 4.1.]. Sur la FIGURE 4.1, l’amplitude est corrigée de l’atténuation de l’énergie des ondes sismiques lors de leur propagation dans la Terre. Nous considérons ici une correction en $1/r$, où r , est la distance épacentrale.

L’inter-corrélation se mesure sur une fenêtre glissante de 20 s, bornée pour autoriser un décalage relatif d’approximativement une phase, i.e., une oscillation. Le caractère monochromatique à ~ 15 s de période des formes d’ondes des VLF permet de pratiquer l’inter-corrélation sur toute la durée du signal VLF. Cependant, pour sélectionner seulement l’énergie maximale provenant du signal VLF, nous filtrons entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz), normalisons l’amplitude en binaire (1-bit) puis nous sélectionnons la partie du signal où l’enveloppe excède 20% de sa valeur maximale.

La fonction de corrélation, FC, résultante de l’inter-corrélation [Fig.4.2-A], retourne le coefficient de corrélation CC, et le délai relatif (en secondes) correspondant au temps de propagation d’une onde de volume rectiligne à une vitesse supposée constante entre deux stations. La fonction de corrélation est colorisée en fonction de la valeur du CC. Les corrélations positives et négatives sont représentées par les couleurs froides (bleu) et chaudes (rouge) respectivement [Fig.4.2-A], cette charte de couleur sera utilisée tout au long de l’analyse. La FC normalisée 1-bit est projetée sur une grille 3D selon une vitesse de propagation horizontale pour les ondes de volume, v_{bp} imposée et supposée constante [Poiata et al., 2016], [Fig.4.2-B]. Le choix de la valeur de la vitesse du milieu est un paramètre important dans notre méthode de localisation, qui sera discuté Section 4.3. .

Pour obtenir une localisation finale, les FC inter-station rétro-projetées sont sommées (*stack*), puis normalisées [Fig.4.2-C]. Les FC sont des fonctions représentant la vraisemblance entre les formes d’onde, elles sont associées mathématiquement à des probabilités. Afin d’obtenir le maximum de probabilité de la position du maximum de cohérence et que les contributions des fonctions inter-stations restent de poids équivalentes, nous rétro-projetons la somme des FC augmentée à la puissance N de stations disponibles en carte [Lomax and Savvaidis, 2022].

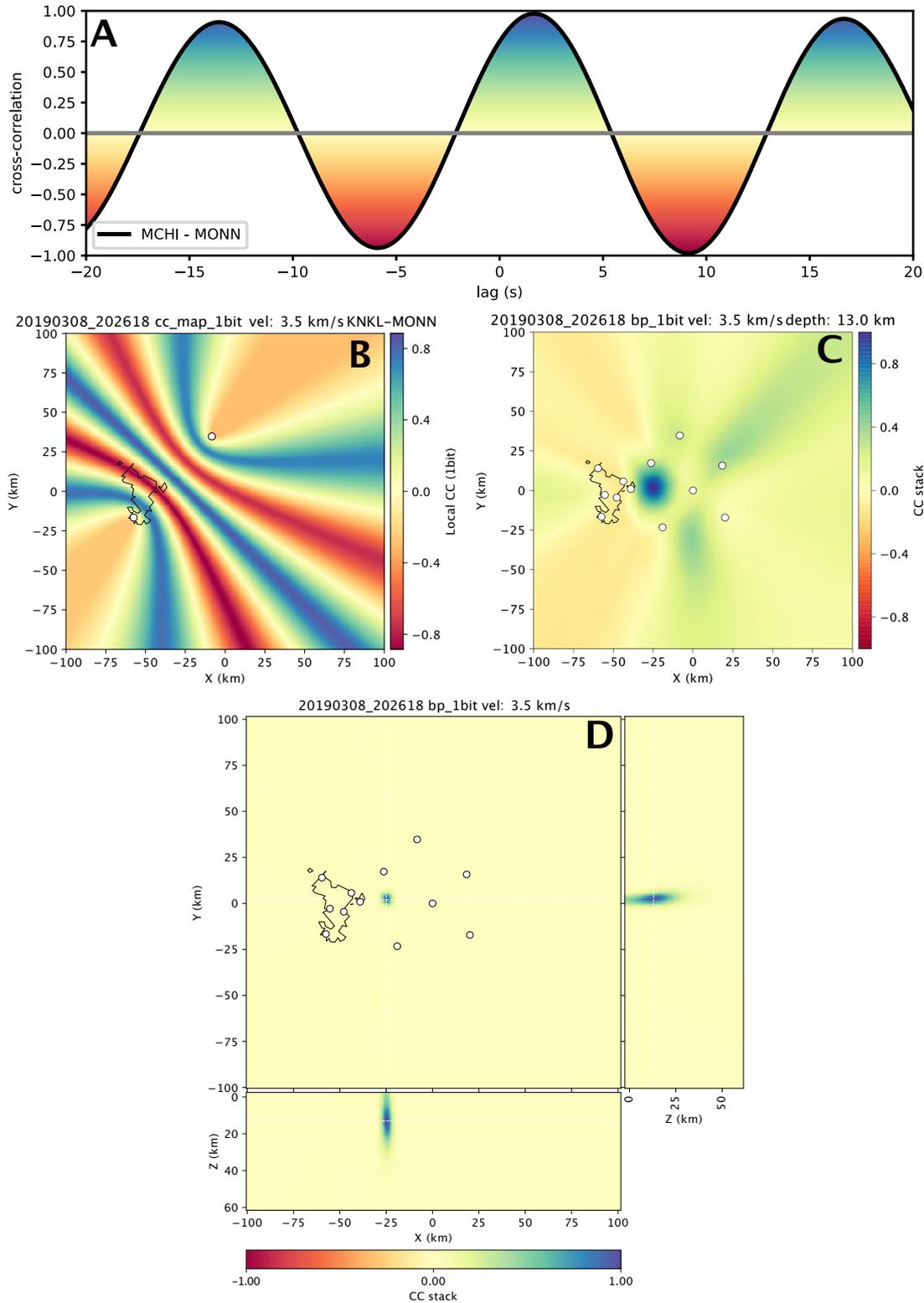


FIGURE 4.2 – Étapes de la méthode de Back-Projection pour l'évènement VLF du 8 Mars 2019 à 20h26min [FIGURE 4.1] localisé en utilisant une vitesse de propagation horizontale constante de $v_{bp} = 3.5$ km/s. **A)** Valeur du coefficient de corrélation, CC, compris entre -1 (rouge) et 1 (bleu) en fonction du délai relatif (e.g., $CC \gg 0.85$ à ± 2 s). La fonction de corrélation, FC, reflète le caractère périodique des signaux VLF. **B)** Rétro-projection en carte de la FC pour un couple de stations (BB-OBH, point blancs) **C)** Sommation en un maximum ($CC\ stack = 1$, zone bleue) de toutes les FC inter-stations, soit la cohérence entre les délais pour une onde se propageant à vitesse de propagation horizontale supposée constante au sein du réseau local (12 stations, 6 BB et 6 OBH, points blancs). Les incertitudes de la position épiscopentrale de la source du VLF correspondent aux dimensions de la zone bleue, sont estimées à plus ou moins 1 km. **D)** Carte 3D de la localisation épiscopentrale et hypocentrale finale, comprenant les sections Nord-Sud (cadran droit) et Est-Ouest (cadran bas). La projection est augmentée à la puissance N, le nombre de stations. L'évènement VLF du 8 Mars 2019 est localisé à $\sim 12 \pm 2$ km des côtes de Petite Terre, à 17 ± 3 km de profondeur. Les incertitudes verticales sont petites, mais variables

La carte finale, en vue 3D par deux coupes : Est-Ouest et Nord-Sud est présentée pour un évènement VLF, e. g., le 8 Mars 2019, **FIGURE 4.2-D**.

[Lomax and Savvaidis, 2022]. Le maxima local horizontal et vertical, **FIGURE 4.2-D** en bleu, représentent la position épacentrale et hypocentrale de la source de l'évènement selon les délais équivalents à une onde de volume qui se propage de façon rectiligne et à vitesse constante au sein du réseau local. Les incertitudes sont évaluées à partir de l'étendue du maximum positif des FC inter-stations (zone bleue sur la **FIGURE 4.2-D**).

La **FIGURE 4.2** est un exemple des différentes étapes de la méthode de *Back-Projection* nécessaires pour localiser l'évènement VLF du 8 mars 2019, à 20h26min. La carte **FIGURE 4.2-B** est un exemple de la rétro-projection de la FC pour le couple de station BB-OBH (MCHI - large bande à terre, et MONN - canal hydrophone). La carte **FIGURE 4.2-C** est une projection des FC sommées de tous les différents couples de station disponibles le 8 Mars 2019. La carte **FIGURE 4.2-D** est une représentation 3D de la carte **C** augmentée à la puissance 12, ce qui correspond au nombre de stations disponibles pour cet évènement. L'étendue du maxima positif (zone bleue) est visible en profondeur sur les section N-S et E-O **FIGURE 4.2-D**, **droit** et **bas** respectivement, elle correspond à la densité de probabilité de verticale de la localisation de l'évènement. Les coordonnées de la source VLF du 8 Mars 2019 sont $[-12.78; 45.40]$, pour une profondeur de 17 km, avec une incertitude horizontale de ~ 2 km et verticale de ~ 3 km.

4.2.1. Suppression des localisations peu contraintes

Les localisations peu contraintes ont été supprimées via une sélection sur la valeur du coefficient de corrélation, avec un seuil fixé à $CC < 0.45$, afin de discriminer les couples inter-station présentant une faible cohérence des formes d'onde, ce qui est disqualifiant pour la rétro-projection. Sur la **FIGURE 4.6**, présentée en Annexe [cf., A.5.3.3.], la vraisemblance issue des différentes FC inter-station est trop basse pour converger vers un maximum commun, i. e., un épicentre et un hypocentre. La suppression des FC au CC « trop faible » réduit le nombre de stations, ce qui augmente l'asymétrie azimutale de la couverture instrumentale.

Or, les résultats de la localisation par méthode de *Back-Projection* sont dépendantes de la géométrie du réseau local. Il est présenté en Annexe 5.3.3. de ce chapitre une localisation utilisant uniquement le réseau terrestre, **FIGURE 4.7**, et une augmentation des incertitudes et un déplacement horizontal de la position du maxima de cohérence est constaté lorsque les stations OBH sont absentes. Dans ce cas, le maxima de cohérence, entraîné par l'asymétrie du réseau de stations terrestres situées uniquement à l'Ouest, se déplace vers le N-O. Ce déplacement montre que la localisation est moins bien contrainte et qu'il ne s'agit pas d'une migration du processus physique. L'incertitude verticale du maxima de cohérence augmente simultanément, prenant la forme hyperbolique de la dispersion du nuage de probabilité de densité de localisation, non contrainte à l'Est [e. g., en coupe sur **FIGURE 4.7**]. Cela montre que les stations OBH sont indispensables à la localisation des évènements VLF.

De plus, les FC impliquant un micrOBH (IF^* , Fig.3.2), ont des $CC < 0.45$ dans plus de la majorité des cas, à l'exception des évènements VLF majeurs de la crise. Les micrOBH,

capteurs de pression plus courte période que les OBH, ne montrent pas un signal suffisamment cohérent (moins de 50% de similitude entre les formes d'ondes) pour pouvoir pallier au manque d'OBH, e. g., [FIGURE 4.6](#). Les deux stations accélérométriques YTMZ et MILA, localisées sur l'île, montrent aussi une cohérence plus faible, elles sont insuffisantes à la localisation des évènements VLF jusqu'à l'installation d'un réseau élargit, à terre comme en mer, à partir de Février 2019 [[FIGURE 4.3-Haut](#)].

Le nombre, le type de capteurs et la géométrie du réseau influencent la rétro-projection et donc la localisation horizontale et verticale. Les résultats de la localisation en regard de la couverture instrumentale du réseau local seront davantage discutés Section ??.

Les exemples présentés Annexe 5.3.3. montrent que la vitesse de propagation impacte directement les incertitudes de la localisation, les rendant plus larges encore lorsque cette dernière augmente [[FIGURE 4.7](#)]. L'influence du choix de la vitesse sur les résultats de la méthode de localisation par *Back-Projection* est discutée section suivante.

Une fois les évènements VLF localisés, une deuxième sélection est opérée sur la base de la dispersion horizontale des épïcêtres. Cette sélection est rendue possible par l'hypothèse que les évènements VLF sont issus d'une même source unique et répétitive, hypothèse appuyée par la stabilité des attributs qui ont permis leur caractérisation [cf., Chapitre 3] et des résultats de la localisation [cf., [FIGURE 4.3](#) et Section 4.3.]. Ainsi, nous ne gardons que les évènements les mieux contraints, soit ceux se situant à moins d'une fois l'écart type de la moyenne de la dispersion longitudinale et latitudinale, représentés, avant sélection, sur la [FIGURE 4.3](#).

4.3. Résultats de la méthode de *Back-Projection*

Toute localisation avant le 24 Février est impossible, le réseau n'étant alors composé que d'une seule station large-bande : MCHI [[FIGURE 4.3-Haut](#)]. Fin Février 2019, le réseau local a été élargit de trois stations large-bandes terrestres et d'au moins cinq OBH [[FIGURE 4.3](#)]. La mise en place de la méthode de *Back-Projection* nous a permis de localiser 84 évènements VLF sur la période du premier déploiement des OBH, entre Février et Avril 2019[[Feuillet et al., 2021](#)]. Puis, sur les 782 évènements VLF du catalogue (Juin 2018 - Janvier 2022) détectés sur la totalité de la période couverte par le réseau agrandi (Février 2019 - Janvier 2022), 484 localisations sont venues compléter les premiers résultats [[Fig.4.3](#)]. Après sélection, 296 évènements ont été jugés suffisamment bien contraints pour être représentés sur la [FIGURE 4.4](#) en carte (**Haut**) et en coupe (**Bas**).

Une première localisation du *moment centroid* par l'inversion télé-sismique de 407 évènements VLF entre Juin 2018 et Mars 2019 place les VLF à $\sim 12 \pm 4$ km à l'Est de Petite Terre et $\sim 37 \pm 11$ km de profondeur [[Cesca et al., 2020](#)]. Notre première localisation (Février-Avril 2019) place 84 évènements VLF sous le Fer à Cheval, à 22 ± 15 km de profondeur [[Feuillet et al., 2021](#)], au dessus de la sismicité proximale nouvellement re-localisée [[Saurel et al., 2021](#), [Lavayssière et al., 2022](#)]. Puis, les 296 évènements VLF complètent les trois ans de crise (Mars 2019-Janvier 2022), et sont toujours localisés en horizontal à $\sim 13 \pm 2$ km des côtes Est de Petite Terre, au centre de l'essai sismique Proximal, à l'aplomb du Fer à Cheval (*Horseshoe*, [FIGURE 4.4](#)). La

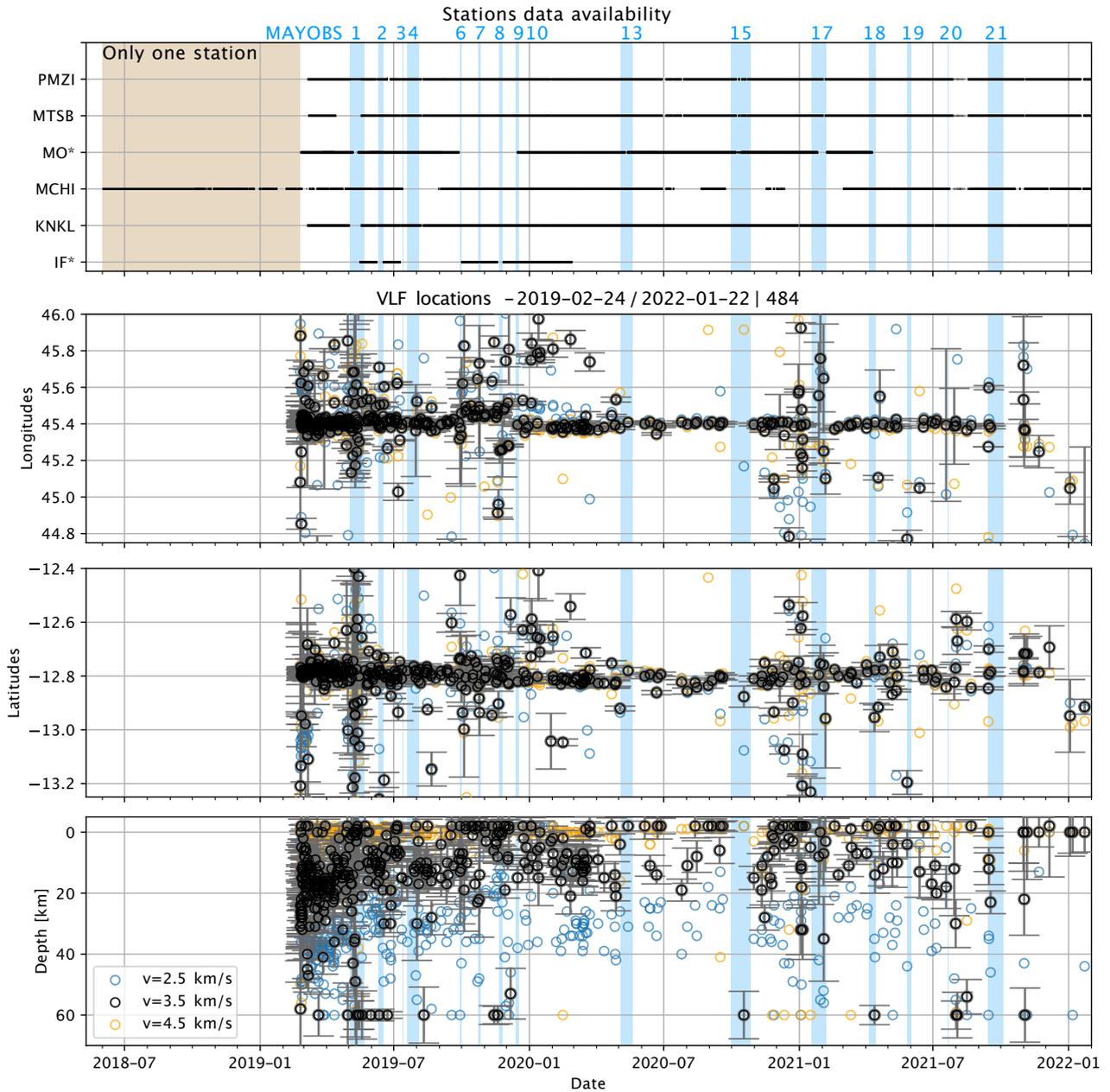


FIGURE 4.3 – Localisation des 484 évènements VLF. **Haut**) Disponibilité des stations du réseau local de Mayotte en fonction du temps, de Juin 2018 à Janvier 2022. Les stations MO^* et IF^* sont marquées d'une étoile car leurs noms varient en fonction des différents déploiements [Fig.4.4, RINNERT et al. [2019]]. **Centre-haut**) Évolution de la longitude des localisations en fonction du temps avant le tri sur les localisations peu contraintes [cf., Section ??]. Les localisations avec les vitesses de propagation horizontale v_{bp} de 2.5, 3.5 et 4.5 km/s sont représentées en bleu, noir et jaune respectivement. Les incertitudes sont quantifiées par les barres d'erreurs pour les localisation à $v_{bp} = 3.5$ km/s uniquement. Les incertitudes sont faibles sur la position épiscopentrale (~ 2 km) mais augmentent lorsque le nombre de stations diminue, surtout quand les OBH sont manquants. Après la sélection des 296 localisations les mieux contraintes, la longitude des VLF est de 45.40 ± 0.05 en moyenne. Comme la latitude, elle reste stable durant toute la période de la crise. **Centre-bas**) Idem que précédemment pour les latitudes. La latitude moyenne des localisations les mieux contraintes, pour $v_{bp} = 3.5$ km/s, est de -12.79 ± 0.04 . **Bas**) Idem pour la profondeur. L'hypocentre est plus profond s'il est localisé avec une vitesse de propagation lente ($v_{bp} = 2.5$ km/s, cercles bleus), plus superficiel avec une vitesse de propagation rapide ($v_{bp} = 4.5$ km/s, cercles jaunes). La position hypocentrale des VLF est influencée par la vitesse de la rétro-projection en carte et de la géométrie du réseau. La dispersion de la profondeur est due à la méthode de *Back-Projection* et non à un processus physique à la source (e.g., une multitude de source en profondeur).

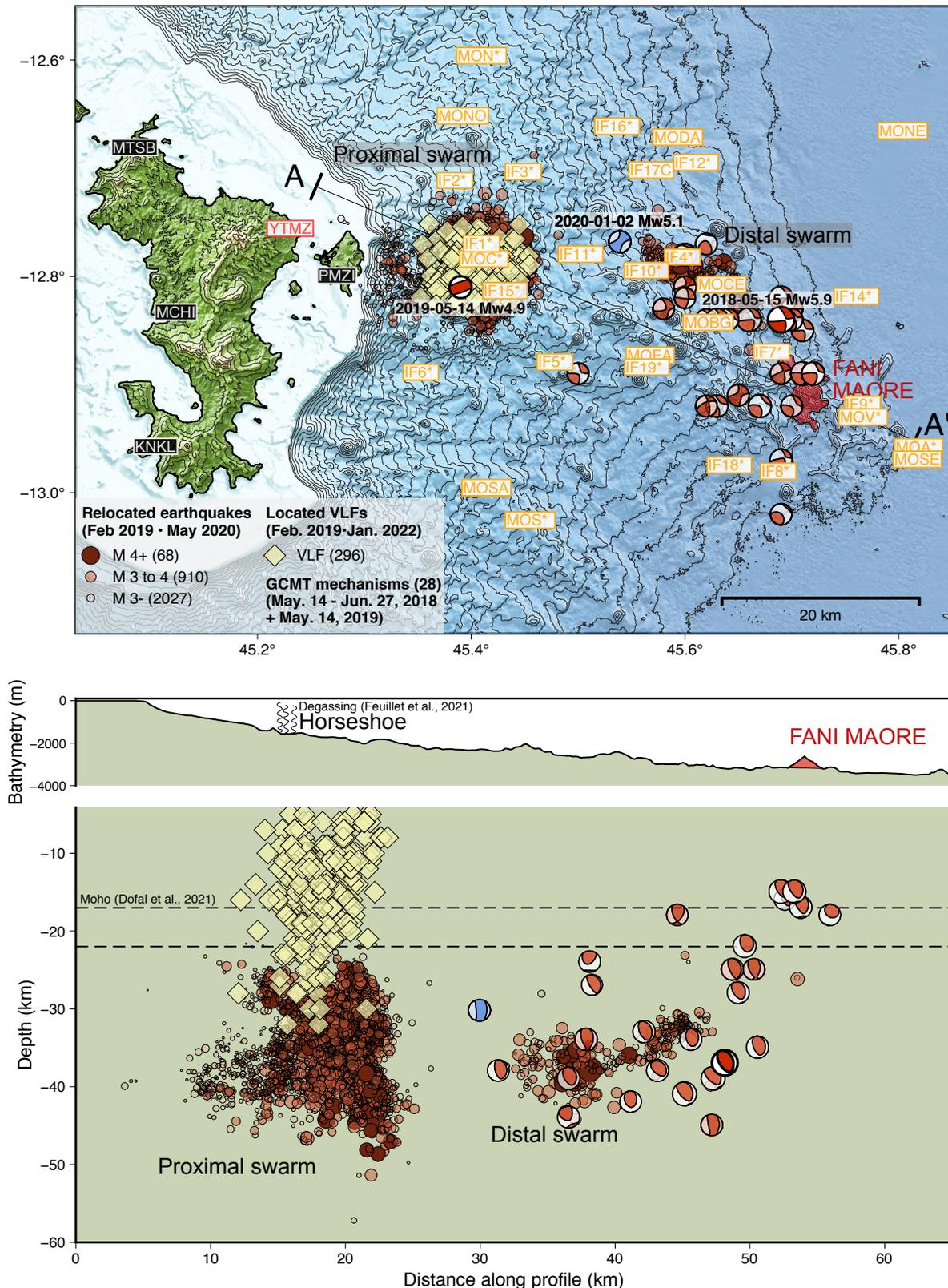


FIGURE 4.4 – **Haut**) Carte bathymétrique de Mayotte avec la localisation épacentrale des 296 évènements VLF (diamants jaunes) entre Février 2019 et Janvier 2022 ($v_{bp} = 3.5$ km/s). Tous localisés dans le centre asismique de l’essai Proximal, à $\sim 13 \pm 2$ km des côtes mahoraises. Les séismes (points rouges) sont issus du catalogue de Lavayssière et al. [2022], et les mécanismes au foyer du catalogue GCMT Ekström and Dziewonski [2012]. **Bas**) Coupe NNO-SSE (A-A’) entre le Nord de Petite Terre et le volcan du Fani Maoré. Les évènements VLF se localisent entre 0 et 30 km de profondeur, à $\sim 12 \pm 13.6$ km en moyenne, dans la lithosphère asismique, fracturée et saturée en fluides [Darnet et al., 2022, Foix et al., 2021].

position épacentrale des VLF est restée cohérente avec les localisations précédemment réalisées avec la même méthode de *Back-Projection* pour la période du 24 Février au 10 Avril 2019 [Feuillet et al., 2021]. En revanche, l'épicentre moyen se localise à $\sim 0.1^\circ$ latitude (~ 11 km), plus proche des côtes Est de Petite Terre que la localisation du *moment centroid* [Cesca et al., 2020].

4.3.1. Distribution hypocentrale des évènements VLF

En revanche, compléter la période de temps (Mars 2019-Janvier 2022) et augmenter le nombre d'évènements localisés n'a pas conduit à réduire la dispersion des évènements en profondeur, déjà soulignée dans Feuillet et al. [2021]. En effet, les évènements se localisent entre la subsurface et ~ 30 km de profondeur, dans la partie asismique de la lithosphère [Foix et al., 2021, Saurel et al., 2021, Lavayssière et al., 2022]. Ils sont représentés en carte et en coupe sur la FIGURE 4.4 (diamants jaunes), et en fonction du temps sur la FIGURE 4.3-Bas. La moyenne des localisations se situe à $\sim 12 \pm 13.6$ km, FIGURE 4.4, pour une vitesse de propagation horizontale, $v_{bp} = 3.5$ km/s.

Afin de visualiser le barycentre de la dispersion verticale des localisations, nous avons procédé à une sommation des grilles de probabilité de localisation réalisées avec une vitesse de propagation horizontale, v_{bp} de 2.5, 3.5 et 4.5 km/s. Les résultats sont présentés en Annexe 4.5. de ce chapitre sur la FIGURE 4.9. Les grilles sont normalisées afin d'homogénéiser les contributions. De cette représentation, le maximum de cohérence sommé de 480 évènements VLF évolue entre $\sim 37 \pm 5$ km et $\sim 9 \pm 5$ km de profondeur en fonction de la vitesse de propagation choisit, FIGURE 4.9. La profondeur des localisations à $v_{bp} = 3.5$ km/s est plus superficielle que la sismicité VT de l'essai Proximal, [Fig.4.4].

4.3.2. Localisation de l'*overtone* à 6 s

L'observation de pics spectraux secondaires [Fig.??] et l'étude de la distribution temporelle de l'*overtone* à ~ 6 s [cf., Chapitre 3] suggèrent qu'il puisse exister plusieurs cavités qui entrent en résonance par la même perturbation. Afin de les discriminer, nous avons localisé par la même méthode de *Back-Projection* 16 évènements VLF comprenant une forte énergie à ~ 6 s. Les étapes de la méthode de *Back-Projection* sont répétées sur les évènements dont le contenu spectral énergétique à ~ 6 s est présent. Les signaux sismiques sont filtrés entre 5 et 8 s (0.125-0.2 Hz) et la fenêtre glissante de l'inter-corrélation est bornée maintenant à 8s, toujours pour correspondre à une phase du signal. Les trois vitesses de propagation horizontale pour une onde de volume rectiligne et supposée constante sont toujours $v_{bp} : 2.5, 3.5$ et 4.5 km/s. Les localisations de l'*overtone* à ~ 6 s (diamants roses) représentées sur la FIGURE 4.5 ont été obtenues avec la même vitesse de propagation horizontale à $v_{bp} = 3.5$ km/s que pour l'énergie à ~ 15 s (diamants jaunes). Il est représenté sur la FIGURE 4.5 la localisation des séismes VT présents à l'amorce du signal, e. g., FIGURE 3.12. Les coordonnées des localisations proviennent des catalogues de sismicité de Saurel et al. [2021] et Lavayssière et al. [2022]. Ils sont de magnitude supérieures à $M_L > 3$.

Les localisations des 16 évènements présentant une forte énergie à ~ 6 s se répartissent plus à l'Est, i. e., plus proche du volcan et à des profondeurs supérieures à la position verticale de l'énergie à ~ 15 s [FIGURE 4.5]. L'hypocentre moyen de l'*overtone* à ~ 6 s des 16 évènements se situe à ~ 30 km de profondeur, au dessus de la sismicité VT de l'essai Proximal. De plus, les séismes hautes fréquences VT présents et concomitants de l'amorce de l'énergie VLF à ~ 15 et ~ 6 s sont tous localisés dans l'essai Proximal.

Selon la sommation des grilles de densité, les localisations par la méthode de *Back-Projection* de l'énergie de l'*overtone* à ~ 6 s se situent en deux points : à la pointe Sud de Petite Terre et sur la bordure Est de l'essai Proximal, en carte, et sur le flanc Est, en coupe. La deuxième localisation rejoint la localisation des évènements VLF à ~ 14 km des côtes Est de Petite-Terre. Cela montre que la localisation de l'énergie de l'*overtone* se localise mal. En profondeur, le maxima le plus à l'Ouest évolue entre ~ 23 , à ~ 15 , à ~ 6 km de profondeur, lorsque le deuxième passe de ~ 58 km, à ~ 22 km, et enfin, à ~ 8 km. Les deux positions sont sensibles à la vitesse utilisée.

Les résultats présentés sur la FIGURE 4.10 pour les trois vitesses montrent qu'il existe pour l'*overtone* à ~ 6 s, plusieurs maximum de densité sommés, soit plusieurs positions horizontales et verticales. Ces localisations « fantômes » apparaissent lorsque la localisation ne converge pas en un maximum de cohérence commun. En effet, la cohérence des formes d'ondes filtrée entre 5 et 8 s (0.2-0.125 Hz) n'est pas continue sur toute la durée du signal. Le pré-requis de la méthode de *Back-Projection*, valide pour l'énergie à ~ 15 s, ne s'applique pas pour le signal entier dans la gamme de fréquence de l'*overtone*. Une période plus courte, à ~ 6 s, aurait pu se montrer plus résolutive en vertical.

4.4. Biais et incertitudes de la méthode de *Back-Projection*

En dépit d'une dispersion importante des profondeurs des évènements VLF, une stabilité de la position épiscopale demeure. Au vu de la stabilité des attributs, nous estimons qu'une unique source produit les évènements VLF. Selon l'hypothèse que la période dominante des signaux VLF est dépendante de la géométrie, i. e., la taille et la forme du résonateur, il n'est pas réaliste qu'une multitude de source dispersées entre ~ 5 et ~ 30 km dans croûte lithosphérique puissent générer des formes d'ondes aux caractéristiques similaires et restant stables dans le temps. Cette hypothèse est autorisée si la période du mode dominant se relie uniquement aux propriétés géométriques du résonateur, or la nature des fluides et les contrastes d'impédance peuvent aussi être impliqués [Ferrick et al., 1982, Aki and Richards, 1980, Kumagai et al., 2003]. De plus, l'hypothèse d'un système de deux cavités résonantes connectées pour comprendre l'énergisation irrégulière de l'*overtone* à ~ 6 s [cf., Chapitre 3], n'a pas été éliminée lors de la localisation puisque deux épiscopales moyens disjoints sont perçus. L'énergie de l'*overtone* se localise plus profonde et plus à l'Est, en direction du volcan, co-localisé sur la bordure des failles circulaires verticales [Lavayssière et al., 2022] et de la sismicité LP [Retailleau et al., 2022].

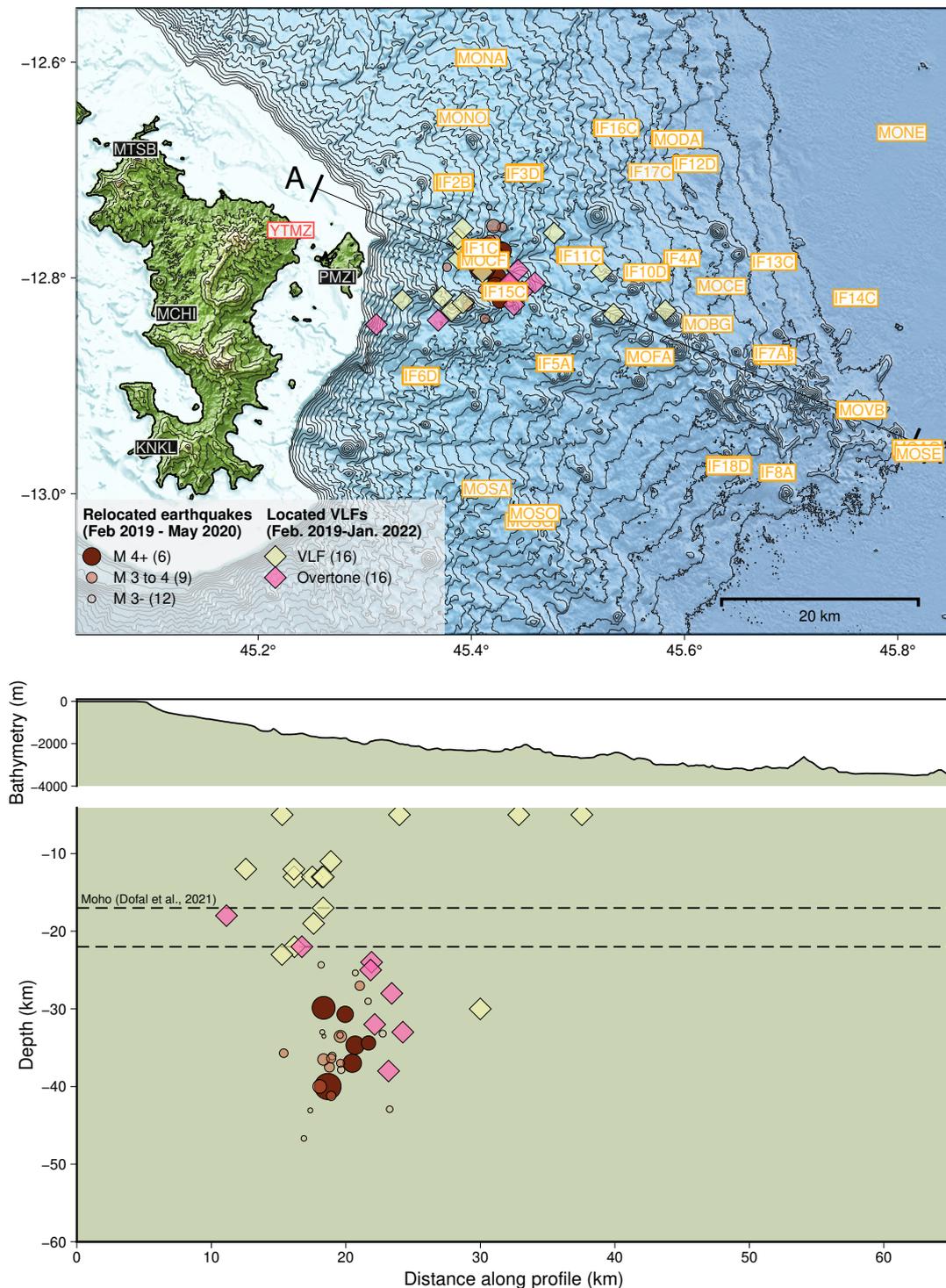


FIGURE 4.5 – Reproduction de la carte et de la coupe NNO-SSE (**A-A'**) de la FIGURE 4.4 avec la position horizontale (**Haut**) et verticale (**Bas**) de l'*overtone* à ~ 6 s (diamants roses). Les localisations d'une sélection de 16 événements VLF présentant de l'énergie à ~ 15 s (diamants jaunes) et à ~ 6 s (diamants roses) pour une vitesse de propagation horizontale d'une onde de volume rectiligne et supposée constante, $v_{bp} = 3.5$ km/s. L'énergie des ~ 15 s est marquée par une forte dispersion horizontale, induite par une mauvaise qualité de la localisation. En profondeur, ils sont en moyenne situés à ~ 15 km de profondeur, au dessus de l'essaim Proximal. L'énergie de l'*overtone* à ~ 6 s se localise à ~ 14 km des côtes mahoraises (**Haut**) et à une profondeur de ~ 30 km (**Bas**). Les séismes (points rouges) sont issus des catalogues de Saurel et al. [2021], Lavayssière et al. [2022], et sont présent à l'amorce du signal [e. g., FIGURE 3.12].

Suivant l’hypothèse d’une source unique et stable, nous attribuons la grande dispersion verticale (0-30 km) des événements VLF à un biais de la méthode de *Back-Projection*, couplée à une irrégularité de la couverture instrumentale, et non au processus ou à la source physique qui est à leur origine. De ce fait, les différentes tendances temporelles qui s’observent au cours du temps dans la dispersion verticale en fonction du temps, [FIGURE 4.3](#), reflètent les biais de la méthode.

4.4.0.1. Influence de la vitesse de rétro-projection

La méthode de Back-Projection se base sur une approximation physique d’une onde de volume qui se propage de façon rectiligne à une vitesse de propagation horizontale constante au sein d’un réseau de stations. Sur la carte [FIGURE 4.4](#), la représentation des événements VLF (diamants jaunes) correspond aux localisations réalisés avec une vitesse de $v_{bp} = 3.5$ km/s (en noir sur la [FIGURE 4.3](#)). Or, le signal VLF est dominé par une polarisation de type onde de Rayleigh [cf., Introduction Générale, [FIGURE 0.8](#) et [FIGURE 0.7](#)]. L’approximation en une onde de volume propose alors une approximation conséquente en regard de la nature du champ d’onde portée par la signature sismique des VLF. Cependant, elle peut se valider par l’observation de l’influence d’un rai de forte incidence sur la polarisation dans le plan vertical à YTMZ, présenté en Introduction Générale de cette thèse.

De plus, la vitesse de propagation horizontale de l’onde de volume, $v_{bp} = 3.5$ km/s par exemple, est supposée constante. Dans le cas d’un champ d’onde comprenant des ondes de volumes, cette supposition n’est possiblement pas valide.

Enfin, le choix de la gamme de vitesse de propagation horizontale de l’onde de volume, $v_{bp} = 3.5$ km/s, est discutable au regard des vitesses des phases P et S selon les milieux traversés [[Dziewonski and Anderson, 1981](#), [Kennett et al., 1995](#), [Kennett and Engdahl, 1991](#)]. Cependant, $v_{bp} = 3.5$ km/s se trouve en adéquation avec la gamme de vitesses d’ondes de surface et/ou d’ondes S, soit entre 2 et 4 km/s [[Aki and Richards, 1980](#)].

Le choix de la vitesse de propagation utilisée affecte la localisation des événements VLF, surtout verticalement [[FIGURE 4.3](#) et [FIGURE 4.9](#)]. Les différentes vitesses, $v_{bp} : 2.5$ km/s, 3.5 km/s et 4.5 km/s ont été testées pour évaluer la dispersion de nos localisations. Les résultats des localisations sommées sont présentés, en carte, sur la [FIGURE 4.9](#) et, en fonction du temps, sur la [FIGURE 4.3](#). Il nous faut préciser qu’au moment du développement de la méthode de *Back-Projection*, le modèle de vitesse local est peu contraint, et la nature de la lithosphère toujours en discussion [cf., Ch.1, [Dofal \[2021\]](#), [Mazzullo et al. \[2017\]](#)].

Sur la [FIGURE 4.3](#), les coordonnées longitudinales et latitudinales des 484 VLF, avant sélection, sont présentées au cours du temps en fonction des trois différentes v_{bp} testées. Nous remarquons que la vitesse de propagation horizontale n’a pas d’influence sur la position épicyentrale, i. e., les longitudes et les latitudes restent stables pour toutes les vitesses testées et au cours du temps. Alors, les épicyentres localisés sont robustes. De plus, les incertitudes horizontales sur l’épicyentre des VLF sont de l’ordre de ± 2 km. L’incertitude horizontale est donc faible en regard de la dispersion horizontale, ~ 4 km, de la zone impactée par les 296 meilleures

localisations et celle de l'essai Proximal, soit ~ 12 km.

En revanche, la position verticale est dépendance du choix v_{bp} . Si la vitesse choisie est lente ($v_{bp} = 2.5$ km/s), les hypocentres sont profonds, $\sim 30 \pm 15$ km en moyenne (en bleu sur la [FIGURE 4.3](#)). Au contraire, si la vitesse est rapide ($v_{bp} = 4.5$ km/s) les hypocentres sont plus superficiels (en jaune sur la [FIGURE 4.3](#)), voir incohérents physiquement. En effet, une localisation à $\sim 0 \pm 10$ km en moyenne, soit sur le fond marin, paraît physiquement inconcevable au regard du signal sismique produit.

Un test de validation de la méthode de *Back-Projection* est présentée en Annexe 3.4.2. de ce chapitre. La position épacentrale est retrouvée par la rétro-projection d'un signal synthétique [FIGURE 4.1](#). En revanche, la position verticale des synthétique n'est retrouvée qu'avec une vitesse de $v = 2.5$ km/s [[TABLE 4.1](#)]. Nous attribuons cet effet à la création du synthétique avec un modèle de vitesse 1D homogène et à la possible inadéquation du mécanisme choisi. Ces deux éléments seront plus amplement discutés dans la seconde partie de cette thèse.

La vitesse médiane de 3.5 km/s est la plus réaliste et la plus cohérente avec les modèles de vitesse crustaux entre ~ 5 et ~ 15 km, pour les ondes S [[Dofal, 2021](#), [Foix et al., 2021](#), [Mazzullo et al., 2017](#), [Saurel et al., 2021](#), [Lavayssière et al., 2022](#)]. La dispersion verticale de la profondeur des événements VLF est lié à leur caractère non-conventionnel, qui empêche une bonne contrainte des hypocentres [[Matoza and Roman, 2022](#)] *and references therein*.

4.4.0.2. Influence de la géométrie du réseau

La localisation est impossible avec une seule station, puisque la méthode se base sur la corrélation des formes d'onde inter-station. Ainsi, le développement du réseau terrestre et sous-marin a permis la mise en place de la méthode de localisation des événements VLF entre Février 2019 et Janvier 2022. L'ajout des OBH venant combler l'asymétrie du réseau terrestre (présent exclusivement à l'ouest du volcan, sur l'île de Mayotte), dont le gap azimutal est d'environ $\sim 130^\circ$ avant leur installation, et de $\sim 84^\circ$ après.

Sur la [FIGURE 4.3](#), une dispersion de $\pm 0.5^\circ$ des coordonnées épacentrales est observée lorsque les stations OBH, *MO**, (29 Septembre - 17 Décembre 2019) ou MCHI (Janvier 2021) sont absentes, ainsi qu'une hausse des incertitudes et une profondeur irréaliste de $\sim 0 \pm 5$ km. La dispersion des coordonnées épacentrales n'est pas liée à une migration de la source ou à une variation du processus physique qui génère les événements VLF mais à la géométrie du réseau, dont nous savons les localisations dépendantes [cf., Annexe 5.3.3., [Fig.4.6](#) et [4.7](#)]. L'apport de la présence des micrOBH (*IF**) à cette même période n'a pas suffi à contre-balancer l'absence des OBH et à permettre une localisation suffisamment contrainte [cf., Annexe 5.3.3., [Fig.4.6](#)]. Entre Avril 2021 et Janvier 2022, les localisations sont peu contraintes à cause d'un réseau local asymétrique composé uniquement des stations terrestres [cf., Annexe 5.3.3., [Fig.4.7](#)].

Ainsi, les biais de la méthode de *Back-Projection*, l'approximation et l'influence de la vitesse de propagation horizontale d'une onde de volume supposée rectiligne et constante et l'irrégularité de la géométrie du réseau local au cours du temps, i.e., les changements de géométrie au

cours des déploiements, impactent nos localisations horizontales et surtout verticales. Cela nous interdit toute interprétation frauduleuse des tendances visibles sur la position des évènements VLF en ce qui concerne la profondeur.

Afin d'analyser les tendances temporelles et spatiales des hypocentres des VLF, d'autres outils devront être employés pour contraindre la profondeur de la source. La méthode de *Back-Projection*, développée pour palier au caractère non-conventionnel de la forme d'onde des VLF, a montré des limites qui seront davantage discuté dans la Discussion Générale [cf., Ch.7].

4.5. Hypothèses sur l'origine des signaux VLF

Malgré les difficultés inhérentes au caractère non conventionnel des signaux VLF et les biais liés à la géométrie du réseau et à la méthode de *Back-Projection*, cette dernière s'est montrée performante et la position épacentrale des VLF est robuste. La stabilité des coordonnées longitudinales et latitudinales des évènements VLF, ainsi que la stabilité de leurs attributs [cf., Chapitre 3], indiquent une même source résonante et persistante dans le temps. La localisation vient alors confirmer que la variation de la valeur de la période dominante et de l'*overtone* [cf., Chapitre 3] est davantage liée à un forçage externe, comme l'activité volcanique qui vient modifier les propriétés de la cavité résonnante ou des fluides impliqués [Aki et al. [1977], Ferrick et al. [1982], Matoza and Roman [2022] et références internes], qu'à de multiples sources.

Bien qu'ils apparaissent un mois avant le déclenchement de la sismicité distale, et deux mois avant la sismicité proximale, les évènements VLF, temporellement corrélés au premier essaim [cf., Chapitre précédent], ne semblent pas être géographiquement liés à l'édification du Fani Maoré.

La localisation épacentrale place les VLF dans l'essaim Proximal, dans son centre asismique, ce qui est cohérent avec la présence d'une rhéologie non-cassante liée à la présence de fluides et/ou de gaz [Dofal, 2021, Foix et al., 2021]. Sur les mécanismes et les processus en cours dans l'essaim Proximal, deux scénarios hypothétiques demeurent :

- l'effondrement d'une caldeira expliqué par le modèle du piston, soutenu par la forme en anneaux de la sismicité et l'alignement le long de failles sub-verticales en profondeur [Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022], localisée sous la structure du Fer à Cheval marquée par d'anciens épisodes d'affaissement [Feuillet et al., 2021, Puzeat et al., 2022]
- la présence d'une croûte cristallisée enfermant des zones de *mush* et des réseaux de fractures (*sill* et *dikes*) saturées en fluides réchauffant le système hydrothermal superficiel, développé et actif à l'Est de Petite Terre [Retailleau et al., 2022, Mittal et al., 2022, Liuzzo et al., 2022, Darnet et al., 2022, Foix et al., 2021]

La sismicité proximale serait alors spatialement encadrée en profondeur par deux zones de stockage magmatique, dont l'une pourrait correspondre en profondeur à la cavité résonnante qui produit les VLF. Les deux zones sont :

- un réservoir à $\sim 45\text{-}55$ km de profondeur non perçu par le réseau GNSS à Terre, hypothétiquement relié au réservoir qui alimente l'éruption à l'Est, dont les migrations magma-

tiques internes entraîneraient la sismicité proximale par déstabilisation du toit et/ou les mouvements d'un bloc rigide centrale en « piston » [Feuillet et al., 2021];

- une zone de *mush* et/ou de stockage magmatique à $\sim 25-30$ km de profondeur, au dessus de la sismicité [Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022], dans une croûte partiellement cristallisée [?] où sont enfermés des *sills* et/ou des *dikes* sous le MOHO, localisé entre $\sim 17-24$ km [Dofal, 2021, Lavayssière et al., 2022].

La localisation d'une zone de *mush* et/ou de stockage de magma [Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Retailleau et al., 2022, Mittal et al., 2022] au dessus de la sismicité peut remettre en question l'hypothèse de l'effondrement de caldeira, dans lequel le bloc rigide central ne pourrait plus subsider de la surface jusqu'à 50 km de profondeur. De plus, la présence concomitante des événements VLF avec les séismes LP [Retailleau et al., 2022], tous deux issus de la résonance de fluides mécaniquement excités, dans le centre asismique ovoïde de l'essaim Proximal, renforce l'hypothèse de la présence de *mush* et/ou d'une zone de stockage magmatique intermédiaire.

Si la position horizontale des VLF est bien contrainte, la distribution verticale de la profondeur des événements VLF, entre ~ 5 et ~ 50 km selon la vitesse, ne nous permet pas de nous prononcer sur la source géologique responsable des signaux sismiques. Nous pouvons seulement exposer nos différentes hypothèses.

Dans le cas où les VLF se situent entre 5 et 15 km de profondeur, dans la croûte asismique, fracturée, poreuse [Lavayssière et al., 2022, Foix et al., 2021, Darnet et al., 2022]. La source impliquée serait un conduit superficiel et pressurisé, comme soutenu par Talandier et al. [2016] qui recense l'unique cas similaire aux signaux VLF, en terme de forme (durée) et de fréquence (période de ~ 17 s), enregistré sous le volcan sous marin Le Rocard, en Polynésie Française. La cavité entre résonance lorsque la dynamique des fluides produit un flux non linéaire [Ferrick et al., 1982, Neuberg et al., 2006, Julian, 1994]. La nature des fluides serait, ici, davantage hydrothermal (aqueuse et/ou gazeuse) que magmatique, mais nous n'avons aucun élément pour exclure l'une ou l'autre. Cette hypothèse est soutenue par la similitude des trémors VLF de la crise sismique de Mayotte avec les Tornillos. Ces signaux sismiques sont majoritairement localisés dans le système hydrothermal e. g., de la partie sommitale du Tongarino [Hagerty and Benites, 2003]. Ils ont aussi été observés, comme les trémors, dans des contextes non volcaniques lors de processus de facturation hydraulique [Ferrick et al., 1982].

La source des signaux VLF peut se localiser autour de $\sim 20-25$ km de profondeur, soutenue par la présence du MOHO sismique [Dofal, 2021, Lavayssière et al., 2022] où l'hypothèse d'une zone complexe et partiellement cristallisée (*mush*) renferme par sous-placage magmatique des *dikes* et des *sill* d'épisodes magmatiques antérieurs. Un de ces objets pourrait être responsable de la signature sismique des VLF. Au regard de la profondeur et du contexte régionale, les fluides seraient alors de nature magmatique et supposés plus différenciés. Une hypothèse soutenue par les compositions chimiques des laves prélevées sur le Fer à Cheval [Berthod et al., 2021], et le temps de séjour étendu des réservoirs intermédiaires (*sill* et *dikes*) piégés en profondeur dans le *mush*.

Comme exposé précédemment, il est accepté que deux réservoirs encadrent en profondeur la sismicité de l'essai Proximal. Une augmentation anormale des rapports de vitesses à ~ 28 km perçue par la tomographie [Foix et al., 2021], l'origine phonolitique et de profondeur intermédiaires de la formation des clinopyroxènes issus des laves prélevées sur le Fer à Cheval [Berthod et al., 2021], la forme hyperbolique de la tête de l'essai sismique entre 35-35 km de profondeur sur les coupes réalisées dans l'essai Proximal, suggèrent la présence d'une zone de stockage magmatique entre 25-35 km de profondeur. Ce réservoir intermédiaire pourrait être la source résonante des signaux VLF, dont la déstabilisation d'un large volume de magma engendre des variations de pressions sous l'effet d'une excitation qui viendrait de plus profond [Ferrick et al., 1982]. Nous avons fait l'observation de séismes hautes fréquences de type VT et LP à l'amorce et/ou tout au long de la durée des signaux VLF [cf., Chapitre 3]. La localisation de quelques-uns des séismes VT présents lors des réactivations énergétiques dans les signaux VLF, et la localisation de l'énergie de l'*overtone* à ~ 30 km de profondeur dans l'essai Proximal, pointent vers un couplage géographique. Ainsi, les séismes VT, LP et l'énergie à ~ 6 s sont issus d'un même processus, à savoir les transferts de fluides au sein d'un *mush* et/ou d'un réseau de fractures lubrifiées. Ces trois sources d'énergie déclenchent le phénomène de résonance, aussi permis par le contraste d'impédance à l'interface fluide-solide Aki et al. [1977], Ferrick et al. [1982], Kumagai et al. [2003], Cesca et al. [2020].

Enfin, si nous supposons la cavité résonante profonde, $Z > 25$ km, la contribution de la pressurisation des fluides par une variation du volume du réservoir, par le dégazage ou l'apport de gaz ou par la matrice, *mush*, qui se ressert, s'additionne au phénomène.

À ce stade, le contenu très basse fréquence pourrait nous renseigner sur la nature des fluides impliqués dans la résonance selon les modèles de *crack* résonants de Kumagai et al. [2003]. La longue durée de l'oscillation sinusoïdale et le contenu fréquentiel très bas avaient été reliés à la grande taille du résonateur et au fort contraste d'impédance entre la nature des fluides contenus dans le *crack*, supposée basaltique par [Cesca et al., 2020], et l'encaissant [Aki et al., 1977, Ferrick et al., 1982]. Cette hypothèse était soutenue par la localisation verticale profonde des événements VLF, à $\sim 37 \pm 11$ km sous la sismicité proximale, ce qui correspondait à l'emplacement du *dike* alimentant l'éruption sous marine, avant la re-localisation fine de la sismicité [Saurel et al., 2021, Lavayssière et al., 2022].

Dans le dernier cas de figure, la source des VLF pourrait se situer en deçà de la sismicité Proximal, à l'emplacement de la chambre magmatique qui alimente l'éruption. Cependant, il existe peu de contrainte latérale sur la position du réservoir profond, tantôt localisé en base d'essai Distal Lemoine et al. [2020], Peltier et al. [2022], tantôt sous l'essai Proximal [Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022] [cf., chapitre 2]. L'analyse des cristaux zonés dans sur les laves fraîches prélevés sur le Fani Maoré ont, néanmoins, montré une origine asténosphérique profonde, à 40-45 km de profondeur [Berthod et al., 2021]. Cependant, maintenant que la sismicité proximale est verticalement contrainte entre ~ 25 et 45 km de profondeur, le *crack* en résonance qui alimente l'éruption dont la variation du contenu fréquentiel se corrèle au volume de lave émis Cesca et al. [2020], est hypothétique. À ce jour, aucun élément ne nous a permis

d’attester d’une connexion entre la zone de l’essaim Proximal et l’essaim Distal [Lavayssière et al., 2022], et donc l’activité volcanique en surface.

La cavité résonnante à l’origine des signaux VLF se localise parmi une des zones de stockage perçues en dessous ou au dessus, de l’essaim Proximal [Foix et al., 2021, Dofal, 2021, Berthod et al., 2022], sans exclure l’hypothèse d’une interaction avec le système hydrothermal [Darnet et al., 2022, Liuzzo et al., 2022].

Conclusion

Le développement de la couverture instrumentale à partir de Février 2019 et l’apport des capteurs de pression sous marins OBH, convertis par équivalence en accélération du sol, à l’Est, ont permis la réduction du *gap* azimutal et donc la localisation de plus de la moitié des signaux VLF du catalogue. La méthode de *Back-Projection* s’est montrée robuste pour la localisation épiscopentrale des signaux VLF, malgré leur caractère non-conventionnel et les difficultés méthodologiques et/ou instrumentales rencontrées. Les coordonnées épiscopentrals et hypocentrals, et les incertitudes des localisations, horizontales et verticales, sont dépendantes de la configuration du réseau, i.e., de la géométrie : le *gap* azimutal, le nombre de stations utilisées et le type de capteur. De plus, les suppositions physique sur la nature du champ d’onde répercutées dans le choix d’une vitesse de propagation horizontale d’une onde de volume supposée rectiligne et constante impacte les localisations verticales. Les incertitudes sont de ± 5 km mais largement dispersées entre 0 et 30 km de profondeur (e. g., $v_{bp} = 3.5$ km/s).

Ainsi, les déplacements latéraux et verticaux au cours du temps sont davantage liés aux biais introduits par la méthode de *Back-Projection* et/ou à la géométrie du réseau. Entre Février 2019 et Janvier 2022, les coordonnées épiscopentrals des 296 évènements VLF du catalogue, les mieux contraints, se montrent stables au cours du temps. Les incertitudes horizontales sont faibles en regard de la dispersion de la sismicité proximale au centre de laquelle les évènements VLF se localisent de façon robuste. En vertical, les incertitudes par évènement (~ 5 km) augmentent et la dispersion en profondeur des 296 évènements VLF est davantage attribuée à un biais de la méthode qu’à la signature d’un processus physique en cours à la source. La dispersion verticale est le résultat de la nature des signaux VLF, qui s’apparentent à des trémors émergeant, sans présence des phases impulsives P et S habituellement présentes, ce qui rend la localisation hypocentrale complexe et les approximations physiques conséquentes.

La haute similarité des formes d’ondes filtrées autour de la période dominante à ~ 15 s au sein du réseau local a rendu possible la localisation. Ceci est en moindre mesure valide pour le signal sismique filtré autour de la première *overtone*. La possibilité d’une localisation de l’énergie à ~ 6 s est ainsi limitée aux évènements les plus énergétiques, sélectionnés pour leurs pics spectraux secondaires d’amplitudes importantes et de formes d’ondes « simples ». L’énergie du ~ 6 s se localise à ~ 30 km sur la bordure Est de l’essaim Proximal, plus profondément que l’énergie dominante à ~ 15 s. La co-localisation des séismes VT, des séismes LP et de la

source des ~ 6 s supportent l'hypothèse d'un réseau de fractures saturées en fluides qui entrent en résonance par excitation lors de transfert et/ou de migration. En revanche, les incertitudes hypocentrales et la dispersion verticale des localisations nous empêchent d'identifier définitivement l'objet géologique responsable de la résonance et la nature des fluides impliqués dans le système magmatique complexe de Mayotte.

Afin de pouvoir poursuivre la caractérisation du processus à l'origine des signaux VLF, et converger vers un modèle de source géologique cohérent avec la nature des fluides et les zones de stockages présentes, la contrainte sur la profondeur de la position des VLF est déterminante. Ainsi, par l'analyse de la forme d'onde des signaux VLF au sein du réseau local de stations, nous extrairons des renseignements afin de réduire la dispersion verticale des évènements VLF. De plus, l'analyse au sein du réseau local nous permettra d'obtenir davantage de précision sur le mécanisme à la source. Les indices issus de l'analyse des formes d'ondes des VLF au sein du réseau local serviront ensuite à la mise en place de la modélisation cinématique des signaux.

Annexe E : Influence de la géométrie du réseau sur les résultats de la localisation

Localisation avec un faible coefficient de corrélation (CC)

Dans cet exemple, les FC inter-stations de l'évènement VLF du 11 Janvier 2020 à 10h25min, [FIGURE 4.6](#), sont impactées par une mauvaise cohérence au sein du réseau local, $CC < 0.45$. La diminution de la cohérence des formes d'onde peut être liée à la mauvaise qualité des données (e. g., présence de *glitch* instrumentaux, niveau de bruit élevé) ou du signal de l'évènement lui-même, e. g., complexité de la forme d'onde (réactivation énergétiques ou emboîtement de plusieurs évènements), amplitude ou SNR faible. Les FC dont le CC est inférieur à 0.45 sont retirées de la rétro-projection car nous cherchons à retrouver la position pour laquelle la cohérence des formes inter-stations est maximale. Dans le cas d'une cohérence faible, plusieurs *maxima* se distinguent, comme présenté sur la [FIGURE 4.6](#).

L'évènement VLF du 11 Janvier 2020 à 10h25min nous permet aussi d'illustrer la faible cohérence des formes d'onde issues des micrOBH, dont le spectre est courte période, ce qui ne permet pas l'enregistrement optimal des signaux très basses fréquences. Les FC impliquant au moins un micrOBH sont représentées en bleu sur la [FIGURE 4.6](#), où leurs CC sont inférieurs à 0.25, soit moins de 25% de similitudes. De façon générale, les micrOBH présentent de faible CC , sauf lors des évènements VLF majeurs [cf., [TABLE 3.3](#)]

Sur la base de la sélection sur le coefficient de corrélation, dans cet exemple, il reste ainsi uniquement deux FC valides, ce qui est insuffisant pour procéder à une localisation contrainte.

Localisation sans les stations OBH

Dans cet exemple, la localisation de l'évènement VLF du 1er Novembre 2021 à 17h27min est rendue difficile par l'asymétrie de la couverture instrumentale, avec uniquement des stations terrestres disponibles. Les stations terrestres sont représentées par des points blancs sur les cartes de rétro-projection finales, générées pour les trois vitesses 2.5, 3.5 et 4.5 km/s, [FIGURE 4.7](#). Les incertitudes, i. e., l'épaisseur de la zone bleue, augmentent en regard des localisations réalisées avec les stations sous-marines [cf., [FIGURE ??](#)]. Pour une vitesse « lente », l'incertitude de la localisation est équivalente au diamètre de l'essai Proximal. Pour ces raisons, nous décidons de ne pas garder ces localisations pour nos interprétations. De plus, l'augmentation de la vitesse amplifie encore davantage les incertitudes, jusqu'à rendre la localisation horizontale et verticale, complètement irréaliste dans le cas d'une vitesse « trop rapide », $v = 4.5$ km/s.

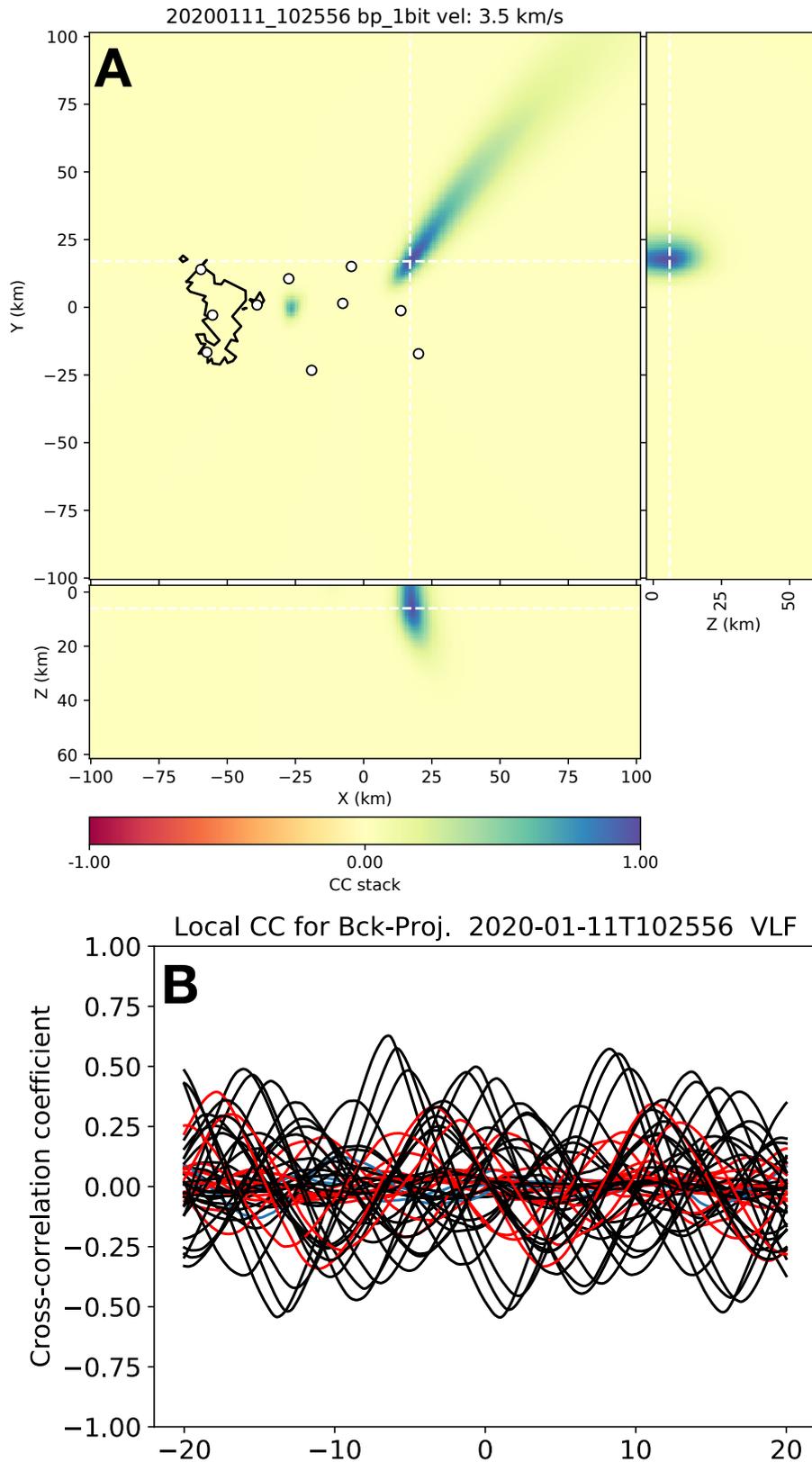


FIGURE 4.6 – Exemple d’une localisation d’un évènement VLF dont la cohérence est faible, inférieure au seuil de validité, $CC < 0.45$. La faible cohérence est causée par des problèmes instrumentaux ou induite par la complexité et/ou l’amplitude du signal VLF lui-même. **A)** Carte et coupe N-S (droite), E-O (bas) de la rétro-projection finale où co-existent deux *maxima* locaux de cohérence (en bleu). Les stations disponibles sont toutes représentées (points blancs). **B)** Fonctions de corrélation, FC, inter-station, entre stations terrestres (en noir), impliquant au moins un OBH (en rouge), ou un microOBH (en bleu). Les CC sont majoritairement inférieurs à 0.45, même lorsque l’inter-corrélation est réalisée entre deux stations terrestres. Les CC impliquant des microOBH sont les plus faibles, $CC < 0.25$. Au delà de cet exemple, les microOBH présentent des CC faibles, à l’exception des évènements VLF majeurs de la crise.

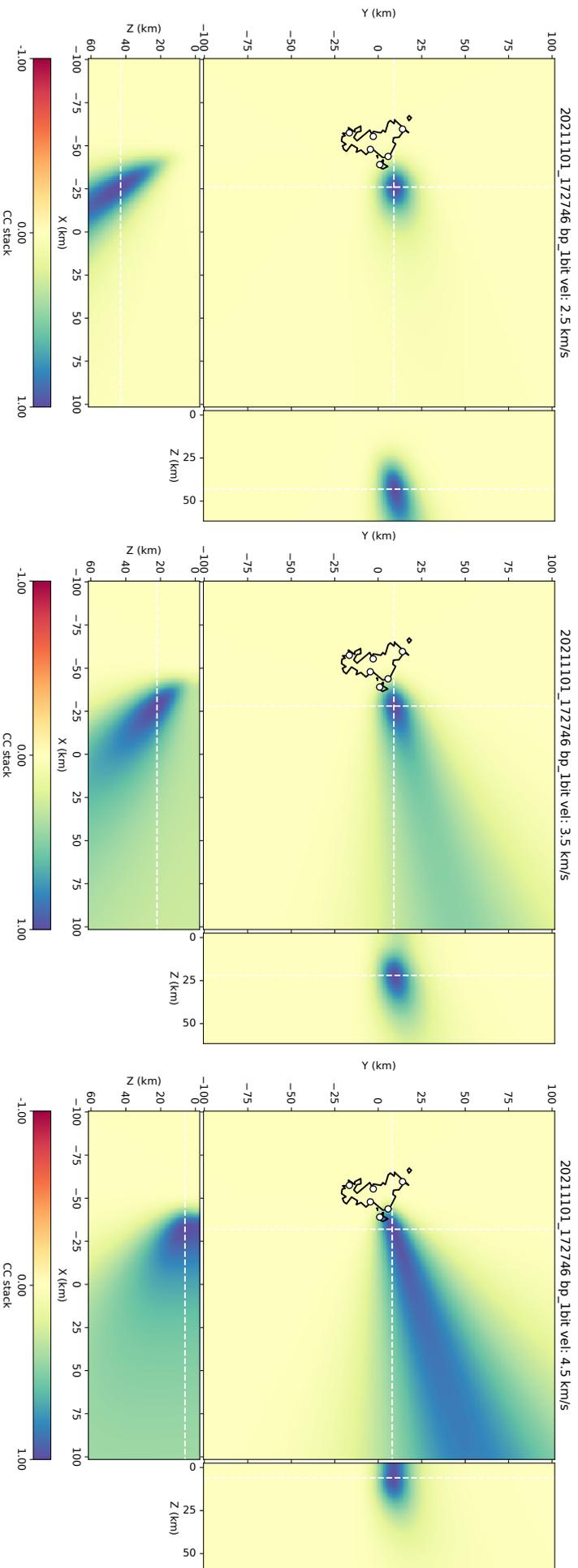


FIGURE 4.7 – Exemple d'un événement VLF où ne sont disponibles que les stations (points blancs) situées sur l'île de Mayotte, et pour lequel la couverture instrumentale est donc asymétrique. **Gauche**) Résultat de la localisation en carte et en coupe N-S (droite) et en coupe E-O (bas) pour une vitesse de 2.5 km/s. **Centre**) Idem que **Gauche** pour des vitesses de 3.5 et 4.5 km/s respectivement. Les incertitudes augmentent avec la vitesse, jusqu'à rendre la localisation horizontale impossible.

Annexe F : Test de validation de la méthode de *Back-Projection*

Un test de validation est réalisé pour vérifier la fiabilité de la méthode de *Back-Projection*. Ce test consiste en une rétro-projection d'une forme d'onde synthétique créée selon les attributs de l'évènement VLF majeur du 11 Novembre 2018 [cf., Ch.3, Annexe 3.4.2., TABLE 3.3]. Les étapes de la méthode de *Back-Projection* sont reproduites pour la forme d'onde synthétique, filtrée entre 10 et 20 s, pour toutes les stations du réseau local, dont les OBH. Les coefficients de corrélation entre les formes d'ondes obtenus dans le cas des synthétiques sont très élevés, de l'ordre de ~ 0.99 .

Plusieurs profondeurs ont été testées entre 5 et 50 km, pour correspondre à la dispersion des hypocentres observée pour les différentes vitesses de rétro-projection utilisées [Fig.4.3]. Les résultats sont présentés TABLE 4.1 et, pour les cartes de rétro-projection, sur la FIGURE 4.8, où les formes d'ondes synthétiques ont été générées avec une profondeur de source de 25 km et un mécanisme déviatorique en CLVD [*Compensated Linear Vector Dipole*, ??] vertical [Cesca et al., 2020]. Avec les trois vitesses de rétro-projection testées, $v = 2.5$ km/s, $v = 3.5$ km/s et $v = 4.5$ km/s, les positions épacentrales et hypocentrales devraient être retrouvées pour valider la méthode.

$Z_{synth.}$ [km]	$Z_{bkproj.}$ [km]		
	$v = 2.5$ km/s	$v = 3.5$ km/s	$v = 4.5$ km/s
5	27	>0	>0
10	21	>0	>0
15	20	>0	>0
20	22	>0	>0
25	26	>0	>0
30	31	11	>0
40	45	24	8
50	59	38	21

TABLE 4.1 – Profondeur de la forme d'onde synthétique versus la profondeur de la localisation avec la méthode de *Back-Projection*. Les profondeurs attendues sont retrouvées pour une vitesse de 2.5 km/s et des synthétiques compris entre 15 et 40 km. Les formes d'ondes synthétiques reproduisent les caractéristiques de l'évènement majeur du VLF du 11 Novembre 2018 et sont générées dans un milieu homogène 1D de vitesses v_P et v_S constantes de 7 et 4.7 km/s respectivement, soit un rapport des vitesses de $v_P/v_S=1.5$, cohérentes avec les modèles de vitesse régionaux [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Saurel et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Mazzullo et al., 2017].

Il est observé sur la FIGURE 4.8 que les positions épacentrales ne varient pas en fonction de la vitesse de propagation horizontale, v_{bp} . La position épacentrale retrouvée est cohérente avec les coordonnées longitudinales et latitudinales des 296 évènements VLF localisés [Fig.4.2, Fig.4.3 et Fig.4.4]. En revanche, la profondeur de 25 km n'est retrouvée qu'avec $v_{bp} = 2.5$ km/s [Fig.4.8]. Grâce au test de validation, la méthode de *Back-Projection* est validée pour les positions épacentrales des évènements VLF dans la gamme de fréquence correspondante à la période

dominante, ~ 15 s. Cependant, notre test de validation semble pointer vers une inadéquation de la profondeur du synthétique et de la profondeur localisée par *Back-Projection* avec $v_{bp} = 3.5$ km/s. Cet effet est lié au choix des vitesses du milieu qui ont permis la création du signal synthétique. En effet, la vitesse des ondes S, $v_S = 4.7$ km/s, elle est donc supérieure à la vitesse de propagation de l'onde de volume utilisée comme vitesse de phase apparente lors de la rétro-projection, 2.5 km/s $< v_{bp} < 4.5$ km/s. Ces questions seront approfondies dans la deuxième partie de ces travaux de thèse [cf., Ch.6 t Ch.7].

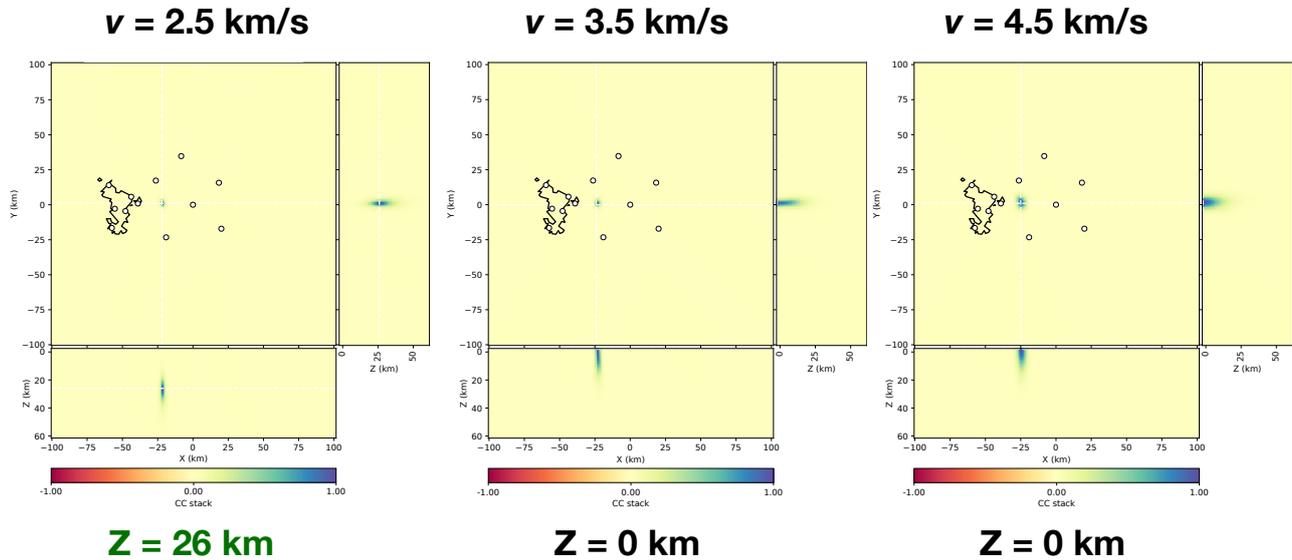


FIGURE 4.8 – Carte de rétro-projection 3D de la localisation du signal VLF synthétique généré avec AXITRA pour un mécanisme de source de type volumétrique (40% ISO + 60% CLVD, cf., chapitre 7), dans un modèle de vitesse 1D homogène ($v_P/v_S=1.5$) et pour une profondeur de 25 km. La position horizontale de la source correspond à celle des événements VLF. La profondeur de ~ 25 km est retrouvée avec la vitesse la plus « lente » $v_{bp} = 2.5$ km/s. Les incertitudes (zone bleue) augmentent avec la vitesse.

Annexe F.Bis : Sommation des grilles de probabilité de localisation

Afin de mettre en évidence le barycentre de la dispersion verticale des localisations, nous avons sommé les grilles de probabilité de localisation. Les résultats sont présentés [FIGURE 4.9](#) pour l'énergie à ~ 15 s et [FIGURE 4.10](#) pour l'énergie de l'*overtone* à ~ 6 s. Les trois vitesses de propagation horizontale d'une onde de volume rectiligne et supposée constante v_{bp} de 2.5, 3.5 et 4.5 km/s, ont été testés. Les grilles sont normalisées afin d'homogénéiser les contributions des différentes localisations, et minimiser le bruit que pourrait engendrer des localisations moins contraintes. La sommation étant réalisée sur l'ensemble des 484 évènements VLF disponibles entre Février 2019 et Janvier 2022.

De cette représentation, le maximum de cohérence sommé de 480 évènements VLF évolue entre $\sim 37 \pm 5$ km et $\sim 9 \pm 5$ km de profondeur en fonction de la vitesse de propagation horizontale choisit, [FIGURE 4.9](#). La profondeur des localisations à $v_{bp} = 3.5$ km/s est plus superficielle que la sismicité VT de l'essai Proximal, [Fig.4.4].

Les localisations par la méthode de *Back-Projection* de l'énergie de l'*overtone* à ~ 6 s se situent en deux points : à la pointe Sud de Petite Terre et sur la bordure Est de l'essai Proximal, en carte, et sur le flanc Est, en coupe. La deuxième localisation rejoint la localisation des évènements VLF à ~ 14 km des côtes Est de Petite-Terre. Les deux maxima de vraisemblance montre que la localisation de l'*overtone* ne se contraint pas avec cette méthode. En profondeur, le maxima le plus à l'Ouest évolue entre ~ 23 , à ~ 15 , à ~ 6 km de profondeur, lorsque le deuxième passe de ~ 58 km, à ~ 22 km, et enfin, à ~ 8 km. Les deux positions sont sensibles à la vitesse de propagation horizontale utilisée.

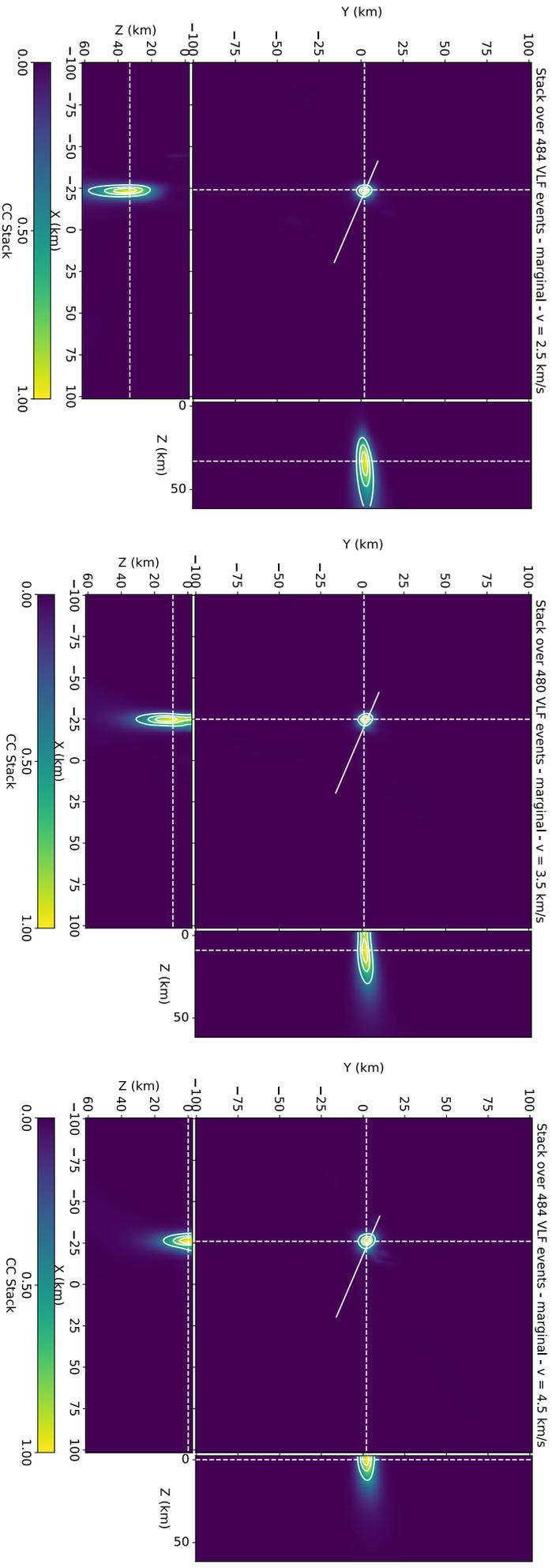


FIGURE 4.9 – Grilles des 480 localisations sommées des événements VLF entre Février 2019 et Janvier 2022. Le signal est filtré entre 10 et 20 s ($0.05\text{-}0.1$ Hz), pour localiser l'énergie de la période dominante à ~ 15 s. **Gauche**) La vitesse de propagation horizontale d'une onde de volume supposée constante équivalant à $v_{bp} = 2.5$ km/s. Les fonctions de corrélations, FC, sont normalisées entre 0 et 1 pour homogénéiser les contributions. Les lignes blanches encadrent les niveaux 50%, 75% et 90% de la densité maximale. La sommation permet d'augmenter la cohérence des maxima, dont le barycentre de densité se situe à $[\sim 12.79 \pm 0.1; \sim 45.41 \pm 0.1]$ en horizontale et à $\sim 37 \pm 5$ km de profondeur. La ligne oblique blanche reproduit la coupe **A-A'** de la FIGURE 4.4. **Centre**) Idem pour $v_{bp} = 3.5$ km/s. Le barycentre de densité partage la même position horizontale que le maxima localisé avec $v_{bp} = 2.5$ km/s, mais en profondeur, le barycentre remonte à $\sim 9 \pm 5$ km de profondeur. **Droite**) Idem, pour $v_{bp} = 4.5$ km/s. Les coordonnées restent stables en horizontale mais le barycentre de la profondeur passe à $\sim -1 \pm 5$ km de profondeur, soit au dessus du fond marin ($Z=0$ km).

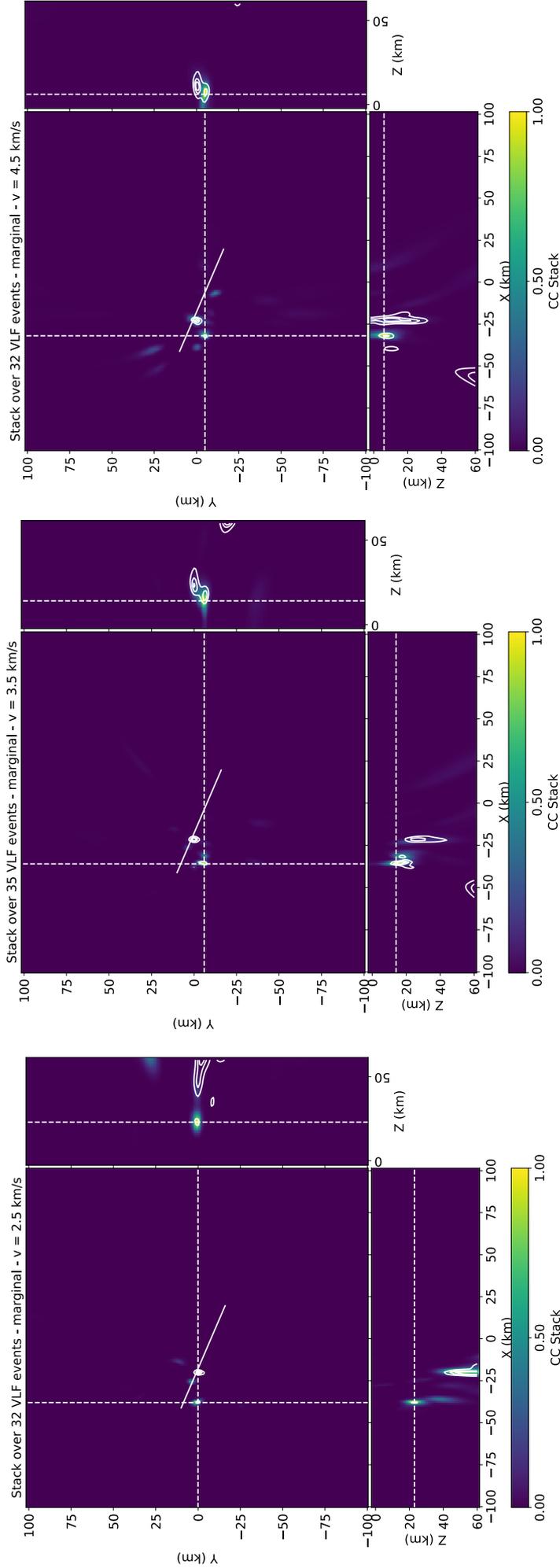


FIGURE 4.10 – Grilles des 32 localisations sommées des événements VLF avec une forte énergie de l’*overtone*. Le signal est filtré entre 5 et 8 s (0.2-0.125 Hz), pour localiser l’énergie de l’*overtone* à ~ 6 s. **Gauche**) La vitesse de propagation horizontale d’une onde de volume supposée rectiligne et constante équivaut à $v_{bp} = 2.5$ km/s. Les fonctions de corrélations, FC, sont normalisées entre 0 et 1 pour homogénéiser les contributions. Les lignes blanches encadrent les niveaux 50%, 75% et 90% de la densité maximale. La sommation permet d’augmenter la cohérence des maxima, dont le barycentre de densité se situe à $[\sim -12.79 \pm 0.1; \sim 45.41 \pm 0.1]$ en horizontale et à $\sim 57 \pm 15$ km de profondeur. La ligne oblique blanche reproduit la coupe **A-A’** de la FIGURE 4.4. **Centre**) Idem pour $v_{bp} = 3.5$ km/s. Le barycentre de densité partage la même position horizontale que le maxima que $v_{bp} = 2.5$ km/s, mais en profondeur, le barycentre remonte à $\sim 26 \pm 15$ km de profondeur. **Droite**) Idem, pour $v_{bp} = 4.5$ km/s. Les coordonnées restent stables en horizontale mais le barycentre de la profondeur passe à $\sim 8 \pm 15$ km de profondeur.

Quatrième partie

Recherche de la profondeur et du mécanisme des signaux VLF

Chapitre 5

Analyse des signaux VLF au sein du réseau local

Ici pour faire une autre citation

Qqn d'autre.

Sommaire :

5.1. Axi-symétrie de la source	116
5.2. Vitesse de phase apparente	119
5.2.1. Données sismologiques locales et méthodes	119
5.2.2. Évolution des délais relatifs au sein du réseau local	123
5.2.3. Discussion	127
5.3. Polarisation du champ d'onde	128
5.3.1. Données larges-bandes et méthode de caractérisation	128
5.3.2. Évolution du champ d'onde au sein d'un réseau local	129
5.3.3. Développement du champ d'onde des signaux VLF	132
Annexe E : Influence des coordonnées épicentrales sur la profondeur	134

Introduction

Dans la première partie de ce manuscrit de thèse, nous avons détecté et localisé une majeure partie des événements VLF du catalogue entre Mai 2018 et Janvier 2022. Par la détection et la création d'attributs, nous avons catégorisé les signaux VLF comme des trémors dont le contenu fréquentiel polychromatique et la longue décroissance exponentielle sont attribués à des effets de la source et non à des effets propagatifs dans le milieu ou à la dispersion des ondes. Ces observations sont corroborés par [Lemoine et al. \[2020\]](#), [Cesca et al. \[2020\]](#).

La haute similarité des formes d'ondes des événements VLF filtrées entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz) sur toutes les stations du réseau, observée suite à la conversion physique des signaux des OBH en accélération, a permis le développement de la méthode de *Back-Projection*. Les évè-

nements VLF se localisent dans le centre asismique de l'essai Proximal, à ~ 12 km des côtes de Petite Terre et entre 0 et ~ 30 km de profondeur. Cependant, la forte dispersion verticale et le caractère non conventionnel des signaux VLF entravent l'interprétation des processus physiques. Ainsi, les signaux VLF sont générés par une source localisée, unique et répétitive mais le processus qui déclenche la résonance de la cavité, la géométrie de cette dernière et la nature des fluides impliqués demeurent encore hypothétiques.

Dans la seconde partie de ce manuscrit de thèse, nous chercherons à contraindre davantage la profondeur et le mécanisme de la source des VLF. Dans un premier temps, nous procéderons à une analyse fine de la forme d'onde des événements VLF à l'échelle locale. La caractérisation des signaux VLF est réalisée sur l'ensemble du réseau local, à la couverture azimutale élargie par le déploiement des OBH. Le diagramme de radiation et la nature des ondes de la source des VLF sont caractérisés par la construction d'attributs cinématiques comme la vitesse de propagation et la polarisation du plan vertical. Ces observations nous permettront de proposer une gamme de profondeur réduite et d'apporter des précisions sur le mécanisme de la source qui génère les signaux VLF. Dans un deuxième temps, les attributs et les observations résultantes serviront à la mise en place de la modélisation cinématique des signaux VLF, chapitre 6.

La description, la caractérisation et la modélisation des formes d'ondes à l'échelle locale seront de nouveaux outils employés pour réduire la dispersion sur la profondeur de la source des VLF, déterminante pour leurs interprétations.

5.1. Axi-symétrie de la source

Nous avons fait l'observation de la haute similarité, $CC > 0.8$, des formes d'ondes filtrées entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz) des événements VLF au sein du réseau de stations locales, tous types de capteurs confondus, comme détaillé [FIGURE 4.1](#) du chapitre précédent [cf., [Ch.4 S.4.1](#)]. Au niveau local, la forme d'onde, caractérisée par une oscillation sinusoïdale dominante à ~ 15 s et de décroissance exponentielle extrêmement longue (> 2000 s), est un effet de la source. Nous considérons de plus que la grande longueur d'onde des signaux VLF les rendent peu sensibles aux hétérogénéités du milieu et aux effets topographiques.

La haute similarité de la composante verticale sur toute la durée du signal VLF renseigne sur le mécanisme de la source qui les produit. Grâce à la méthode de *Back-Projection*, nous savons que l'épicentre des VLF se localise au centre du réseau de stations. Sur la [FIGURE 5.1](#), les stations du réseau terrestre et sous-marin (déploiements MAYOBS1, MAYOBS2 et MAYOBS6 [Feuillet \[2019\]](#), [Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network \(REVOSIMA\) et al. \[2021\]](#)) entourent l'épicentre moyen des 296 événements bien localisés, matérialisé par l'étoile rouge. La similarité de la forme d'onde indique que l'onde s'est propagée de façon équivalente dans les différentes directions de l'espace. Cette information nous permet de conclure que le mécanisme de la source rayonne de façon **isotrope** dans l'espace.

Sur la [FIGURE 0.8](#), présentée en introduction de ce manuscrit, le sismogramme dont la ro-

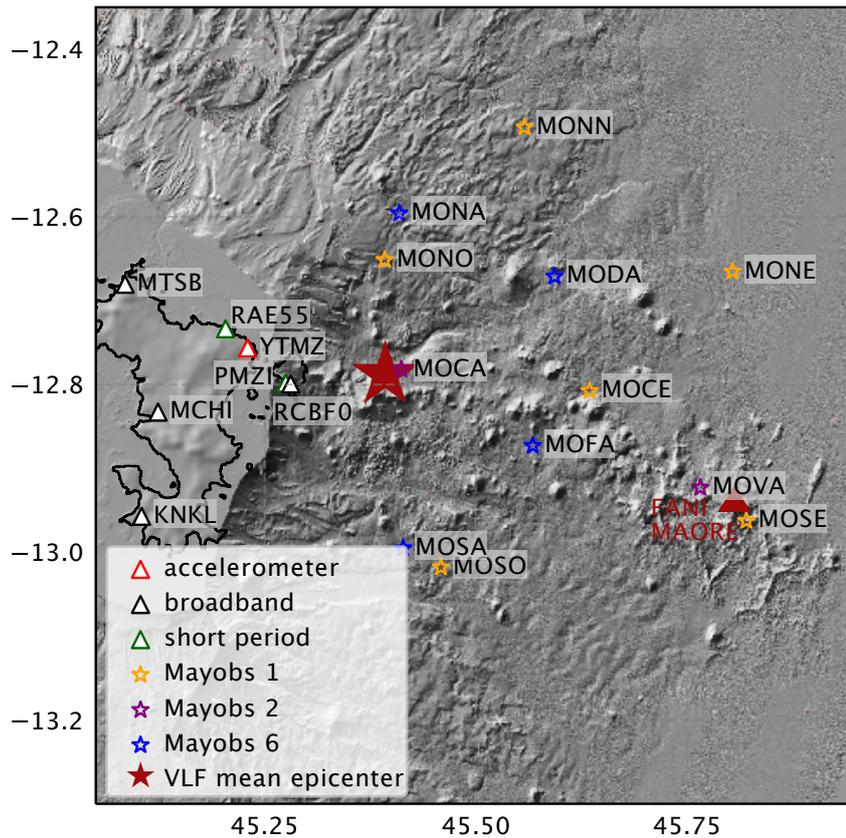


FIGURE 5.1 – Carte des stations du réseau local, à terre, avec les BB, (*broad-band*, triangles noirs), la station accélérométrique (triangle rouge) et les deux stations courtes-périodes (triangles verts), et en mer, où les OBH sont représentés par des étoiles dont la couleur correspond au déploiement [cf., Fig.4.3]. Après le déploiement MAYOBS 6 (en bleu), la position des OBH est restée quasi-stable dans le temps. L'épicentre moyen des évènements VLF se localise à ~ 12 km des côtes Est de Mayotte, au centre du réseau de stations, et est représenté par l'étoile rouge pleine. La position du volcan est marquée par le triangle rouge plein [Feuillet et al., 2021]. La bathymétrie provient de [Jacques et al., 9-13 December 2019].

tation des trois composantes s'est faite par rapport à la polarisation dans le plan horizontal, montre que l'énergie est quasi-nulle sur la composante transverse (T). L'amplitude du pic spectral principal dans le spectre associé est moins marquée que pour les composantes verticale (Z) et radiale (R). L'énergie rayonnée par la source est polarisée. Un second exemple est montré à la station KNKL (Sud-Ouest de Mayotte, Fig.5.1) sur la FIGURE 5.2. La rotation des composantes est réalisée par rapport à la position de l'épicentre moyen des VLF. La faible amplitude du signal sismique filtré entre 10-20 s et du pic spectral à ~ 15 s associé sur le sismogramme et le spectre de la composante transverse appuient le caractère isotrope du rayonnement de la source.

Toutes les stations montrant la même polarisation de l'énergie de la source : le rayonnement ne dépend pas de l'azimut de la source ; donc nous pouvons admettre que le diagramme de radiation de la source est aussi symétrique autour d'un axe vertical, soit **axi-symétrique**. Cette observation sera utile pour le choix des différents mécanismes de source lors de la modélisation

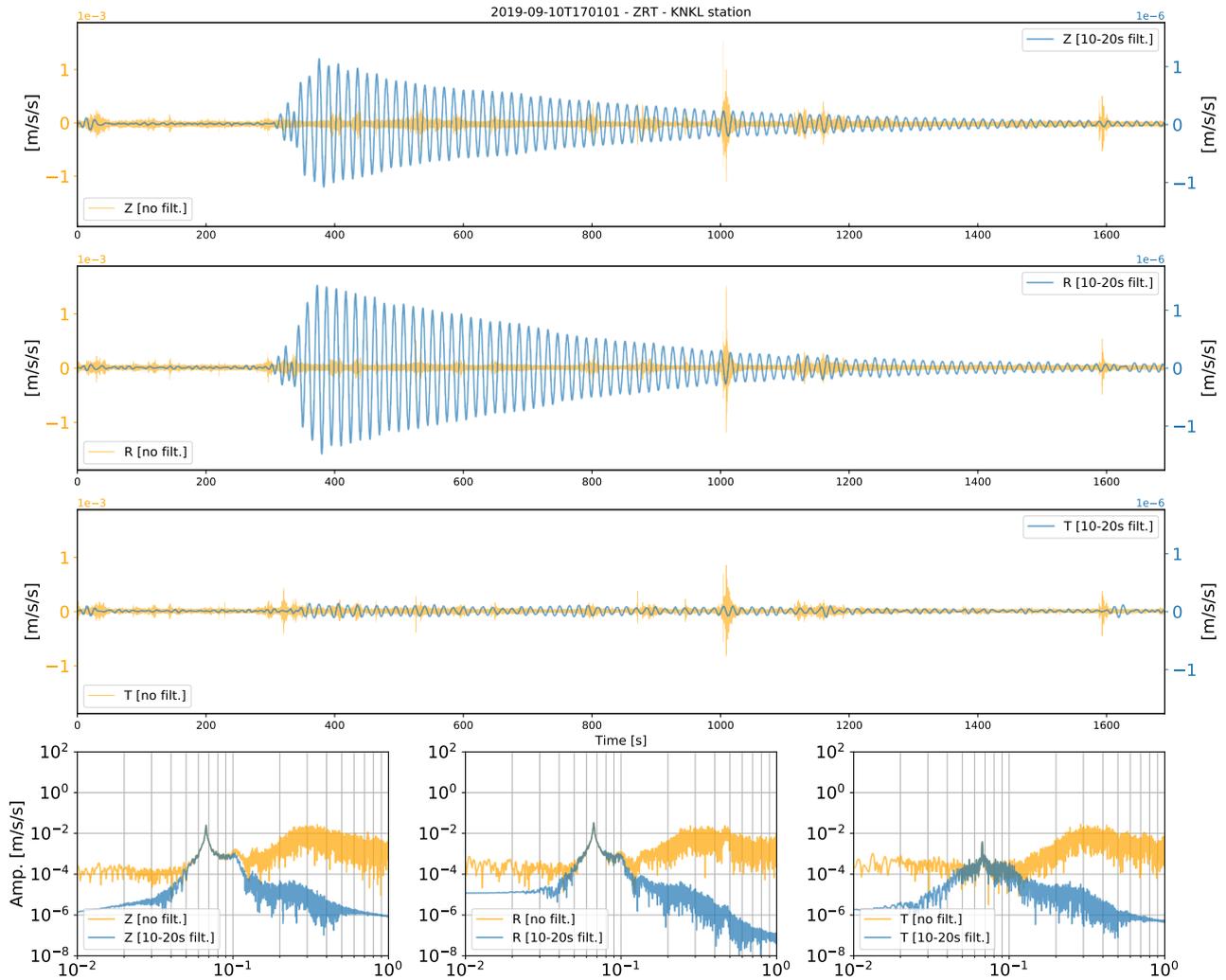


FIGURE 5.2 – Trois composantes (verticale (Z), radiale (R) et transverse (T)) du signal sismique de l'évènement VLF du 10 Septembre 2019 à la station KNKL (Mayotte, Fig.5.1). Le signal sismique filtré entre 10-20 s (0.05-0.1 Hz, en bleu) montre une énergie dominante sur les composantes Z et R, et quasi-nulle sur la composante T. Le signal non filtré est représenté en jaune. Les spectres en amplitude du signal sismique filtré (en bleu) et non filtré (en jaune) sont dominés par le pic spectral primaire à ~ 15 s, dont l'amplitude est plus faible sur la composante transverse. L'amplitude du signal et le contenu fréquentiel sont polarisés entre les trois composantes du signal. L'absence de transverse dénote un rayonnement isotrope à la source.

de la forme d’onde [cf., chapitre suivant].

5.2. Vitesse de phase apparente

Dans le but d’extraire du signal davantage d’informations sur le mécanisme à la source, nous procédons au calcul de la **vitesse de phase apparente**, v_a , soit de la vitesse de propagation horizontale de l’oscillation à ~ 15 s du signal VLF au sein du réseau local. Le but est d’en retirer des informations sur la nature du champ d’onde émis par la source, ainsi que de réduire la dispersion verticale de la position des VLF en profondeur induite par les approximations physiques de la méthode de *Back-Projection* et le caractère non-conventionnel des événements VLF [cf., Ch.4 S.4.3.1.].

5.2.1. Données sismologiques locales et méthodes

5.2.1.1. PMZI, la station de référence

L’évaluation de la vitesse apparente de l’oscillation à ~ 15 s, i. e., de la phase, s’appuie de nouveau sur la cohérence des formes d’ondes filtrées à 10-20 s (0.01-0.5 Hz) au sein du réseau local. Ainsi, l’analyse suit le même procédé décrit précédemment dans la section 4.2. du chapitre 4 lors de la mise en place de la méthode de *Back-Projection*. Cependant, dans le cas présent, nous fixons une station de référence pour réaliser l’inter-corrélation des formes d’ondes.

Le choix de la station de référence est basé sur la distance épacentrale, que l’on souhaite minimale, et la disponibilité des données, que l’on souhaite maximale, afin de réaliser une analyse systématique sur le maximum d’évènements VLF contenus dans le catalogue, entre Mai 2018 et Janvier 2022. La station terrestre large-bande PMZI [FIGURE 5.1], située sur Petite-Terre [-12.7993 ; 45.2743], a été choisie et est à une distance épacentrale de 14.78 km. À l’exception de quelques périodes d’interruption recensées TABLE 5.1, les données sont télé-transmises et disponibles via le Centre de Donnée de l’IPGP [Feuillet et al., 2020] depuis son installation en Février 2019. Elle est encore active aujourd’hui, en Janvier 2023, à la rédaction de ce manuscrit.

Date de coupure	Date de reprise
2019-05-01T14:59:59	2019-05-16T08:23:08
2019-05-17T11:08:47	2019-05-24T00:00:00
2019-06-21T14:23:00	2019-06-25T10:23:48
2021-06-12T18:49:53	2021-06-14T05:50:30
2022-04-29T07:13:52	2022-06-01T11:52:44
2022-07-04T16:28:02	2022-07-06T07:26:50

TABLE 5.1 – Six périodes de coupure où les données de la station de référence PMZI sont manquantes. La station PMZI est restée stable entre le 7 Mars 2019 et Janvier 2022 sauf six périodes de coupure « longue ». Lors de ces périodes de coupure, en l’absence de la station de référence, l’analyse des formes d’ondes par inter-corrélation est impossible.

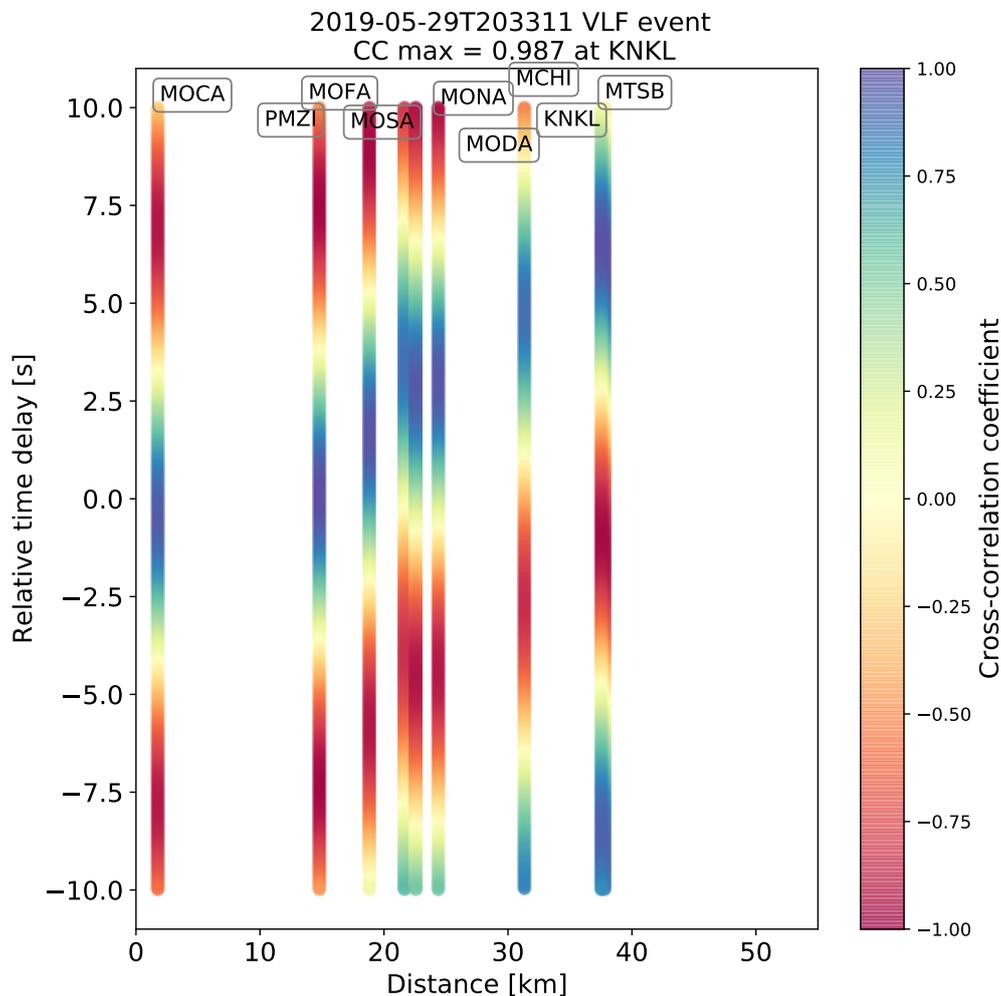


FIGURE 5.3 – Fonctions de corrélation par ordre de distance épacentrale croissante, e. g., pour l'évènement VLF du 29 Mai 2019 à 20h33min. Les fonctions de corrélation respectent la même charte de couleur utilisée pour la méthode de *Back-Projection* [cf., Fig.4.2], où les coefficients de corrélation positifs sont en bleu et les coefficients négatifs sont en rouge. La station de référence pour l'inter-corrélation des formes d'ondes est PMZI (Mayotte), à 14.78 km de l'épicentre des VLF. Les délais relatifs associés aux maximums positifs ($CC > 0$, en bleu) augmentent en fonction de la distance épacentrale. Le temps relatifs à la station de référence augmente, c'est la propagation d'une phase au sein du réseau local. Les maximums inférieurs à 70% de cohérence (en jaune) et les maximums négatifs ($CC < 0$, en rouge) sont rejetés de l'analyse.

5.2.1.2. Méthode d'inter-corrélation des formes d'ondes

Après une première étape de vérification et de nettoyage des données (e. g., *gap*, *glitch*, etc), la conversion des OBH en accélération est réalisée. Puis, le signal est décimé à 25 Hz afin de disposer de la même fréquence d'échantillonnage pour les différents types de capteurs et réduire le temps de calcul. Enfin, le signal est nettoyé des bruits hautes fréquences, puis filtré entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz), autour de la période dominante à ~ 15 s. Notons que l'analyse de la vitesse de propagation de la phase est conduite dans la gamme de la période dominante uniquement, des travaux futurs seront nécessaires pour l'analyse des *overtones*.

L'inter-corrélation des formes d'ondes sur le réseau local est réalisée avec une station de référence fixe, sur une fenêtre glissante de 10 s (inférieure à la durée d'une période), pour toute la durée de l'évènement VLF analysé. La fonction de corrélation résultante, FC, est toujours périodique [cf., Ch.4 S.4.2.] et est représentée avec la même charte de couleur que celle utilisée pour la méthode de *Back-Projection* [cf, Fig.4.2], où les $CC > 0$ sont en bleu et les $CC < 0$ en rouge. Ainsi, nous obtenons des FC représentées par stations et classées par distances épacentrales croissantes, **FIGURE 5.3**.

5.2.1.3. Sélection du coefficient de corrélation maximum et du délai relatif

Les *extrema* des FC sont calculés puis représentés en fonction de la distance épacentrale croissante, e. g., pour ceux de l'évènement VLF du 29 Mai 2019 sur la **FIGURE 5.3**. Les délais relatifs sont associés aux maxima positifs ($CC > 0$) de cohérence entre les formes d'onde, i. e., corrélation des signaux **en phase**. À l'inverse, les CC négatifs (en rouge) indiquent que les formes d'onde sont en opposition de phase. Entre les deux, puisque la FC est continue sur la fenêtre glissante de 10 s, les valeurs de CC sont faibles (en jaune).

Les **délais**, en seconde, quantifiant **le temps de propagation de la phase relativement à la référence**, et les CC associés, sont extraits de la FC.

La valeur du délai est positive pour des distances épacentrales supérieures à la distance de la station de référence et elle est négative dans le cas contraire. Un délai relatif positif associé à une haute cohérence des signaux en phase correspond à par un retard, i.e., un temps additionnel, de la propagation de la forme d'onde par rapport à la référence. Réciproquement, les stations dites « épacentrales », MOC^* , positionnées à l'aplomb de l'épicentre moyen des VLF [cf., Fig.5.1] et dont les distances épacentrales sont inférieures à ~ 2 km, enregistrent des délais relatifs négatifs pour une haute cohérence [**FIGURE 5.4**].

Une fois les *extrema* et les délais extraits de la FC, nous avons procédé à une sélection pour ne garder que les délais correspondant au maximum de cohérence des signaux en phase. Nous procédons à une sélection en trois conditions, dont les deux premières sont :

- $CC > 0$ et maximal ;
- si $D \geq D_{PMZI}$ alors $shift \geq 0$ et inversement ;

La troisième condition est basée sur le caractère périodique des signaux VLF et de la FC résultante. En effet, nous obtenons plusieurs maxima de CC positifs et devons identifier celui le

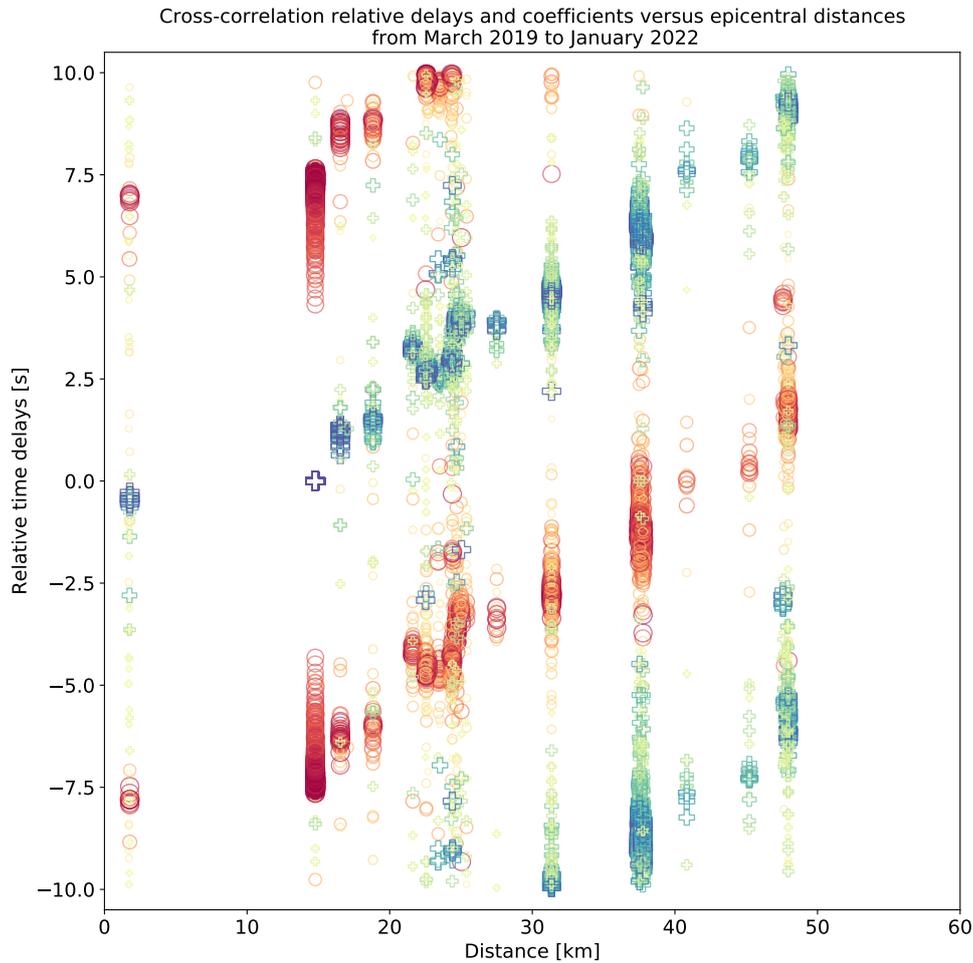


FIGURE 5.4 – Délais relatifs issus de l’inter-corrélation des formes d’ondes en fonction de la distance épacentrale pour les 484 évènements VLF analysés entre Février 2019 et Janvier 2022 à l’issu du processus de sélection. Les coefficients de corrélation maximums positifs (losanges noirs) tendent à augmenter de façon linéaire avec la distance, lorsque celle-ci est inférieure à 60 km (i. e., au sein du réseau local). Cette tendance reste stable pendant les trois ans de crise analysés. La taille et la couleur des marqueurs sont pondérés par la valeur du coefficients de corrélation. La sélection des meilleures fonctions de corrélation se base sur un coefficient de corrélation supérieur à 0.7 .

plus en cohérence avec la propagation d’une phase. Nous affirmons que si le $CC > 0$ et qu’il est maximal, la distance en seconde entre les délais est proche. Ainsi, pour les stations épacentrales (e.g., MOC^*) et les plus lointaines, i.e., supérieures à 45 km, (e.g., MOSE, MOVA, MOAG, etc), le délai et le CC retenus sont issus de la plus courte distance inter-délais.

Sur la FIGURE 5.3 et la FIGURE 5.4, on observe qu’à partir de $\sim 30-35$ km de distance épacentrale, un deuxième maximum positif (en bleu) apparaît avec des délais négatifs. L’oscillation sinusoïdale à ~ 15 s étant périodique, la fonction de corrélation sera aussi périodique. La singularité des évènements VLF entraîne que le maximum de la fonction de corrélation soit associé à un délai supérieur à la fenêtre de 10 s. Afin de respecter les conditions de sélection, le maximum de la FC sélectionné, l’est pour un délai négatifs, décalant d’une demi-période ($T/2 = 7.5$ s) la corrélation. Cet effet est mentionné comme un « *wrapping* ».

Au regard de l’analyse systématique du maximum d’évènements VLF disponibles entre Mars 2019 et Janvier 2022 et de leurs CC calculés, un seuil minimal est fixé pour ne sélectionner que

les meilleurs évènements VLF. La moyenne des CC est de 0.65, le plus petit et le plus grand coefficients enregistrés sont : 0.01 pour l'inter-corrélation OBH-PMZI et 0.99 pour un couple de large-bande. Un $CC < 0.7$ (en jaune) indique, dans ce cas, une mauvaise corrélation des formes d'ondes inter-stations, alors rejetée de l'analyse. Les CC négatifs sont aussi exclus de l'analyse (en rouge sur les [FIGURE 5.3](#) et [FIGURE 5.4](#)). À l'issue de ce tri, 50% des évènements VLF analysés ont un coefficient d'inter-corrélation moyen d'au moins 70% de cohérence avec la station de référence.

5.2.1.4. Méthodes de calcul de la vitesse de phase apparente

Nous appliquons deux approches différentes pour le calcul de la vitesse de propagation apparente de la phase à ~ 15 s au sein du réseau local.

La première approche se base sur le calcul événement par événement, station par station, pour lesquelles on applique :

$$\Delta v_a = \frac{\Delta t}{\Delta d} \quad (5.1)$$

Où Δv_a est la vitesse de phase apparente et relative de l'oscillation à ~ 15 s se propageant en un temps Δt entre une station et la station de référence espacées de Δd , la distance inter-stations. Le calcul de la vitesse apparente et relative est réalisé pour tous les délais valides (losanges noirs sur les [FIGURE 5.4](#) et [FIGURE 5.5](#)). Chaque maximum de corrélation est alors associé à une valeur de vitesse apparente (points bleus sur la [FIGURE 5.5](#)) et relative à la référence dont la distribution est représentée par l'histogramme sur la [FIGURE 5.5](#). La vitesse apparente de propagation de la phase à ~ 15 s des signaux VLF est équivalente à la valeur médiane de la distribution gaussienne des Δv_a apparentes et relatives.

Dans la seconde approche, pour le calcul de la vitesse de phase apparente v_a , on procède à la correspondance d'une droite de régression linéaire (courbe rouge pointillée sur la [FIGURE 5.5](#)) entre les délais relatifs et les distances épacentrales croissantes, selon la formule :

$$y = ax + b \quad (5.2)$$

Où y représente les délais relatifs, x les distances épacentrales, a la pente de la droite linéaire, et b , l'ordonnée à l'origine. Pour effectuer une réelle correspondance entre la tendance linéaire observée et la régression, les délais relatifs issus d'inter-corrélation à des distances inférieures à la station de référence ne sont pas pris en compte. Afin d'obtenir la vitesse de phase apparente à ~ 15 s, v_a , nous prenons l'inverse de la pente, a , soit :

$$v_a = \frac{1}{a} \quad (5.3)$$

5.2.2. Évolution des délais relatifs au sein du réseau local

5.2.2.1. Analyse du signe de la phase

L'analyse de la phase du signal par cohérence des formes d'onde a été réalisée de façon systématique pour les 484 évènements VLF sur la période du 3 Mars 2019 au 22 Janvier 2022.

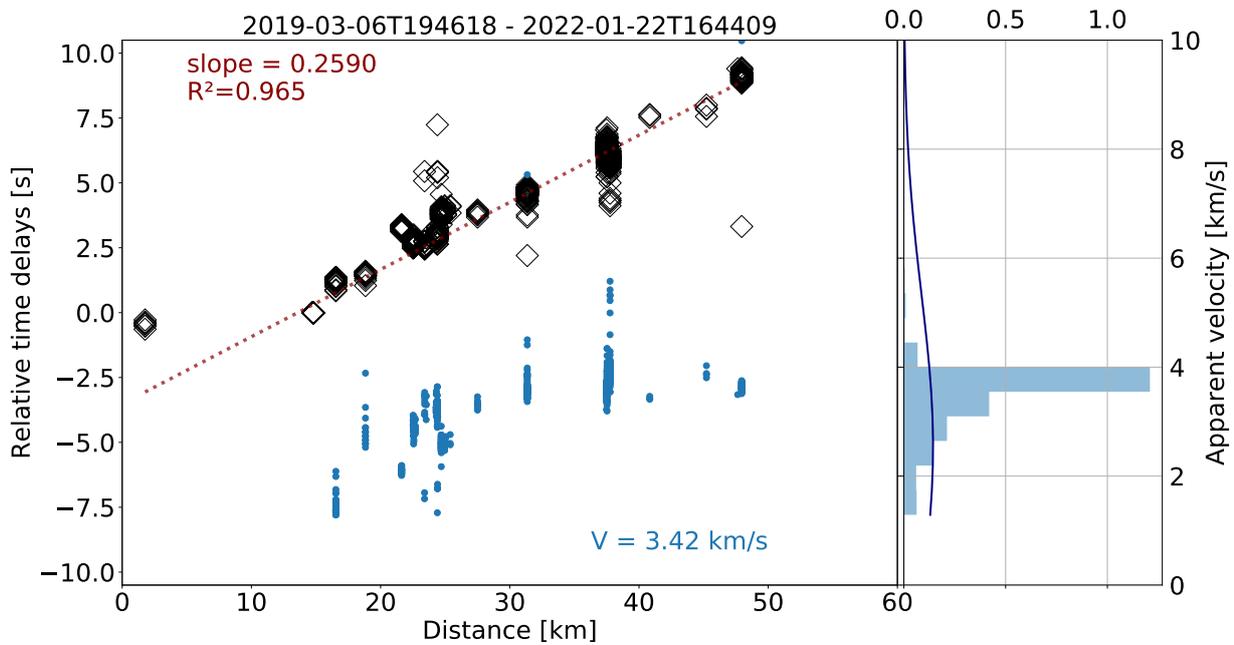


FIGURE 5.5 – Calcul de la vitesse apparente de propagation de la phase à ~ 15 s par intercorrélation des formes d'onde à l'échelle locale entre Février 2019 et Janvier 2022. Délais relatifs issus des maxima de cohérence (losanges noirs = maxima rouge sur les FIGURE 5.4 et FIGURE 5.5) de la fonction de corrélation au sein réseau local. Le calcul de la vitesse apparente se fait par deux approches : la régression linéaire des délais en fonction de la distance épacentrale (courbe rouge pointillée) ou la médiane de la distribution des vitesses apparentes relatives (points bleus). Dans un cas, la vitesse est équivalente à l'inverse de la lenteur [Eq. 5.4] et dans l'autre à la médiane de la distribution gaussienne (courbe bleu foncé) représentée par l'histogramme (bleu). Les deux approches donnent une valeur de vitesse apparente d'un ordre de grandeur cohérent avec la gamme de vitesse associée aux ondes sismiques.

L'évolution des fonctions de corrélation inter-stations, pour au moins 50% des évènements analysés, est marquée par l'existence d'un régime identique au cours des trois ans. Les maxima de corrélation, CC sélectionnés (en bleu sur les FIGURE 5.4 et FIGURE 5.5), s'alignent sur une pente linéaire croissante après ~ 15 km de distance épacentrale. Le régime, i. e., la pente, reste stable pour des géométries de réseau changeantes, soit différents déploiements d'OBH. La développement et la propagation de l'oscillation périodique à ~ 15 s est restée stable sur le long terme, de Mars 2019 à Janvier 2022. Cette observation est réalisée et valide à l'échelle locale, où la distance épacentrale n'excède pas ~ 55 km et la distance inter-stations ~ 80 km.

Cependant, des CC négatifs, i. e. des oppositions de phase, ont été observés pour des délais concordants avec les délais attendus pour une cohérence des signaux en phase. Les CC négatifs ont été retirés de l'analyse systématique car ils sont associés à des évènements de faible amplitude, dont le SNR (*Signal to Noise Ratio*) est faible. Comme décrit précédemment, les meilleurs évènements VLF ont été sélectionnés pour cette analyse, avec un seuil d'au moins 70% de cohérence entre les formes d'onde.

De plus, les coefficients négatifs sont en majorité observés aux stations « épacentrales » et aux stations de distances épacentrales supérieures à ~ 45 km [FIGURE 5.4]. Pour les stations les plus éloignées, les coefficients s'expliquent par une fenêtre glissante de corrélation restreinte à 10 s, courte en regard du temps de propagation de l'onde à plus de ~ 45 km de distance. C'est ce que nous avons nommé l'effet *wrapping*.

Pour les stations situées à l’aplomb de l’épicentre, les CC faibles et/ou négatifs sont attribués à l’influence de la source sur les formes d’onde. De plus, les délais relatifs des stations « épicentrales » ne suivent pas l’augmentation linéaire observée au delà de ~ 15 km de distance épicentrale **FIGURE 5.5**. En effet, les délais relatifs issus du maximum de cohérence de l’intercorrélacion des formes d’onde entre la station de référence et MOC^* sont de l’ordre de -0.5 s. Or, pour conserver le même régime, ils sont estimés à -2.5 s par la droite de régression linéaire (courbe rouge pointillée sur la **FIGURE 5.5**). Nous pensons que les signaux VLF subissent plus fortement l’influence de la source entre ~ 2 et ~ 15 km de distance épicentrale. L’analyse des temps relatifs entre les stations à moins de ~ 2 km de l’épicentre moyen et la station de référence à ~ 15 km sont porteurs d’informations sur la profondeur et le mécanisme de la source des signaux VLF.

5.2.2.2. Évolution de la vitesse de phase apparente

La distribution gaussienne des vitesses de phase apparentes relatives (Δv_a , points bleus sur la **FIGURE 5.5**) varie entre 1.9 km/s et 4.1 km/s, avec une valeur médiane de 3.42 km/s. Les valeurs les plus faibles sont observées pour des stations à ~ 15 - 20 km de l’épicentre moyen des VLF. Entre ~ 15 et ~ 30 km, la vitesse moyenne augmente à ~ 3.1 km/s, puis se stabilise autour de ~ 3.9 km/s pour des distances supérieures à ~ 30 km. Ainsi, sur une distance épicentrale de ~ 55 km, on observe qu’une oscillation se propageant au sein d’un réseau local est soumis à différent régime, retranscrit dans la vitesse de phase apparente. Les vitesses de phase apparente calculées avec les deux approches sont du même ordre de grandeur.

Si l’on résume la tendance à une augmentation linéaire, la vitesse de phase apparente est alors égale à :

$$v_a = \frac{1}{a} = \frac{1}{0.2590} = 3.861 \text{ km/s} \quad (5.4)$$

Avec a la pente de la régression linéaire (courbe pointillée rouge sur la **FIGURE 5.5**), interprétée comme la lenteur apparente de la phase à ~ 15 s.

Comme décrit dans la section précédente, les délais mesurés pour de très courtes distances épicentrales, inférieures à ~ 2 km, ne s’ajustent pas sur la droite de régression linéaire. Par exemple, pour la station MOC^* , avec une distance la séparant de la station de référence de $\Delta d = 13$ km, la valeur absolue du délai Δt est égale à 0.5 s. Ainsi, par l’équation 5.2, la vitesse de phase apparente relative entre MOC^* et PMZI équivaut à $\Delta v_a = 26$ km/s.

La géométrie entre les stations en surface et la source en profondeur pourrait expliquer l’estimation d’une vitesse de phase apparente quasi infinie, et donc le délai relatif mesuré court. Nous pouvons alors poser l’hypothèse que les stations MOC^* et PMZI se situent à distances hypocentrales quasi équivalentes à la source, et que l’onde qui se propage atteint de façon quasi simultanée les deux capteurs. Cette hypothèse est soumise à une approximation qui est la propagation rectiligne du rai entre la source et les capteurs, soit une propagation associé aux ondes de volume.

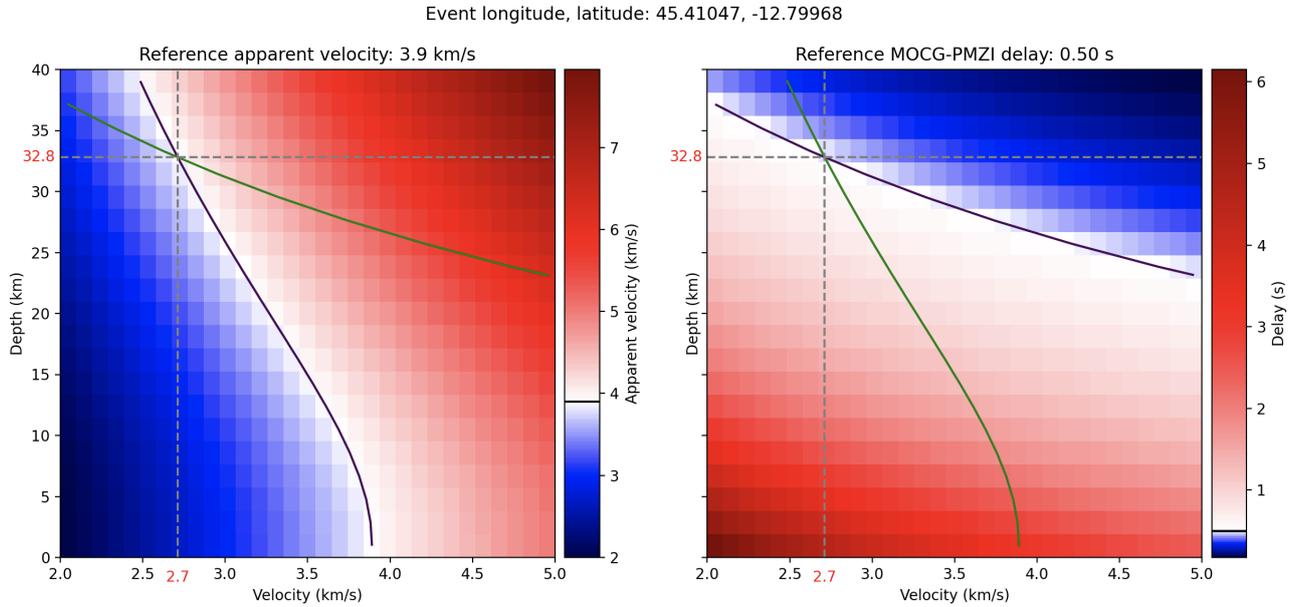


FIGURE 5.6 – Distance hypocentrale calculée d’après le délai relatif mesuré entre MOC^* et la station de référence PMZI, avec une vitesse de propagation de phase apparente de 3.9 km/s. **Gauche**) Profondeur en fonction de la vitesse de propagation dans le milieu. La grille est coloriée selon les valeurs de la vitesse de phase apparente, v_a . L’estimation de l’évolution linéaire [Eq.5.2] donne (courbe noire) $v_a = 3.9$ km/s. Le délai relatif mesuré entre MOC^* et PMZI de l’ordre de 0.5 s est matérialisé par la courbe verte en fonction des autres paramètres. La profondeur qui combine nos observations se situe à $Z=32.8$ km. **Droite**) Profondeur en fonction de la vitesse du milieu. À l’inverse de **Gauche**, la grille est coloriée selon les délais relatifs estimés pour le couple MOC^* -PMZI où la valeur mesurée à $\Delta t=0.5$ est matérialisées par la courbe noire. La courbe verte correspond à une vitesse de phase apparente de de 3.9 km/s estimée selon les trois autres paramètres.

Suivant cette hypothèse, nous avons réalisé un test à géométrie simple pour retrouver la profondeur de la source. Nous avons calculé les différentes profondeurs et vitesses du milieu qui nous permet d’accorder nos deux observations :

- une vitesse de phase apparente à 3.9 km/s selon Eq.5.4 ;
- un délai relatif de 0.5 s entre des capteurs positionnés à ~ 2 km et ~ 15 km de l’épicentre de la source respectivement.

Les résultats sont présentés sur la FIGURE 5.6, où la profondeur est représentée en fonction des vitesses du milieu, calculés pour ajuster la vitesse de phase apparente $v_a = 3.9$ km/s (courbe noire, **Gauche** et courbe verte **Droite**) et la valeur absolue du délai MOC^* -PMZI, Δt 0.5 s (courbe verte, **Gauche** et courbe noire **Droite**). Le calcul est réalisée selon les coordonnées moyennes de l’épicentre des VLF contraint par la méthode de *Back-Projection*. La distance hypocentrale, i. e., la profondeur de la source, est mesurée à l’intersection de nos deux observations. La profondeur de source équivaut à $Z = 32.8$ km.

Nous observons qu’une vitesse du milieu de 2.7 km/s permet de corrélérer nos deux observations, à savoir le délai et la vitesse apparente de la phase. Cette vitesse correspond dans les profils de vitesse régionaux à une profondeur lithosphérique de $\sim 5-10$ km [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Mazzullo et al., 2017]. Comme pour les résultats de la méthode de *Back-Projection*, la vitesse du milieu est en contradiction avec les vitesses proposées par les modèles régionaux à la profondeur indiquée.

5.2.3. Discussion

Dans un premier temps, la méthode de calcul de la vitesse apparente de propagation de la phase par inter-corrélation des formes d'ondes au sein du réseau local avec une référence fixe nous a conduit à constater la stabilité de la propagation de l'oscillation à ~ 15 s. Une fois de plus, la stabilité des observations réalisées sur une majeure partie du catalogue, entre Mars 2019 et Janvier 2022, atteste qu'un même phénomène, de radiation axi-symétrique, répétitif a produit les signaux VLF détectés au cours des trois ans de crise sismique de Mayotte.

La vitesse de phase apparente, sur des courtes distances épacentrales, soumise à deux régimes. Après 15 km, la vitesse v_a est comprise entre 3.5 et 3.9 km/s, selon la méthode de calcul employée. Avec les deux approches, l'ordre de grandeur de la vitesse apparente est le même. Cette vitesse de phase apparente s'inscrit dans la gamme des ondes de surface, généralement comprises entre 2 et 4 km/s et/ou la gamme des ondes S. Cependant, il s'agit ici d'une vitesse apparente ce qui est différent de la vitesse de propagation d'une phase selon un milieu donné et différent de la vitesse de ce milieu, comme l'atteste les résultats du test à géométrie simple [FIGURE 5.6](#). La vitesse de phase apparente et la vitesse du milieu sont donc décorréliées.

Les courts délais relatifs mesurés par inter-corrélation des formes d'ondes entre les stations « épacentrales », MOC^* , et PMZI, la station de référence, sont porteurs d'informations sur la profondeur de la source. Par un calcul relatif dans le cas d'une géométrie simple, la profondeur de 32.8 km est obtenue pour la source des VLF. Cette profondeur est en accord avec la profondeur de $\sim 32 \pm 3$ km proposés par [Cesca et al. \[2020\]](#), et calculée par inversion des formes d'ondes à des distances télé-sismiques.

En revanche, ce résultat se situe dans la limite haute des profondeurs issues de la méthode de localisation par *Back-Projection*. Pour rappel, la dispersion des profondeurs obtenue par cette méthode s'étend de 0 à 30 km, le maximum de densité se situant à ~ 8 km et la moyenne à $\sim 12 \pm 13$ km [cf., [Ch.4 S.4.3.1.](#)]. Il demeure donc une inadéquation entre la dispersion verticale de nos localisations et le résultat du test à géométrie simple pourtant porteur des mêmes approximations sur la propagation rectiligne du rai. Or, le champ d'onde des VLF ne peut se réduire à des ondes de volume se propageant de façon rectiligne et avec une vitesse constante. L'observation des deux régimes à des distances épacentrales inférieures et supérieures à ~ 15 km induit une complexité des phases qui se mélangent et/ou se forment avec la distance. La limite donc du test à géométrie simple est de vouloir faire correspondre le délai MOC^* -PMZI avec la vitesse de phase apparente estimée avec la vitesse de phase apparente linéaire $v_a = 3.9$ km/s [Eq. 5.2]. L'évolution des délais relatifs en fonction de la distance selon deux régimes est à mettre en regard avec le développement des différentes phases portées par le signal lors de la distance parcourue par l'onde sismique au sein du réseau local.

Enfin, le résultat de ce test à géométrie simple est sensible à la position épacentrale des événements VLF. En annexe de ce chapitre, un second test à géométrie simple est opéré avec une variation de la position épacentrale de $\sim 0.1^\circ$ vers le Sud-Ouest. La profondeur obtenue est alors de 26.1 km pour une vitesse du milieu de 3 km/s.

Pour conclure, le test à géométrie simple a donc une portée limitée de par les hypothèses que nous faisons sur la nature de la propagation des ondes, qui ne sont pas purement des ondes de volumes. Par conséquent, la contrainte de la profondeur de la source des signaux VLF par la mesure des délais inter-stations et le calcul de la vitesse de phase apparente n'est pas satisfaisante. Nous faisons face aux mêmes limites, dues aux incertitudes et aux approximations physiques de départ, que lors du développement de la méthode de *Back-Projection*.

5.3. Polarisation du champ d'onde

Afin de comprendre les effets propagatifs non-linéaires observés lors de la mesure des délais inter-stations, nous complétons notre analyse de la forme d'onde au sein du réseau local par une étude de la polarisation du signal sismique.

5.3.1. Données larges-bandes et méthode de caractérisation

Pour analyser la polarisation, nous avons restreint l'étude aux stations comprenant trois composantes, soit les capteurs vélocimétriques larges-bandes localisés sur l'île de Mayotte : KNKL, MCHI, MTSB et PMZI, [Fig.5.1].

Le signal sismique est converti en accélération et filtré entre 10-20 s (0.05-0.1 Hz) autour de la période dominante. Une rotation des composantes est effectuée par rapport à l'épicentre moyen des 296 évènements bien localisés par la méthode de *Back-Projection*, [cf., Ch.4].

Les composantes verticales (Z), Est-Ouest (E) et Nord-Sud (N) ré-orientées deviennent verticale (Z), radiale (R) et transverse (T). L'analyse de la polarisation du signal sismique est menée en représentant graphiquement le *particle motion*, soit le signal sismique d'une composante en fonction d'une autre. Dans cette étude, nous nous focaliserons sur la polarisation du plan vertical, soit la composante verticale en fonction de la radiale. La faible énergie de la composante transverse, pointée dans la section 5.1. de ce chapitre, montre que l'énergie est dominante sur les composantes verticale (V) et radiale (R) du signal sismique [FIGURE 5.2].

Nous analysons la polarisation sur la durée totale du signal au vu de sa cohérence et de sa persistance pendant plus de 2000 s. Sur la FIGURE 5.7, un code couleur permet de représenter le temps en secondes relatives depuis le début de l'évènement (en bleu) jusqu'à sa fin (en gris). Afin d'étudier la formation des différentes phases contenues dans le signal et comprendre les effets propagatifs non-linéaires à l'échelle locale, les polarisations sont classées par distances épacentrales croissantes, FIGURE 5.7.

Un modèle d'ellipse a été ajusté sur la partie la plus énergétique du signal, où l'enveloppe du signal dépasse 50% de l'amplitude maximale. Nous avons appliqué le *fit* d'une ellipse provenant du module Python *EllipseModel* [Hahr and Flusser, 1998]. De ce modèle sont extraits les attributs suivants :

- le grand axe de l'ellipse, a ,
- le petit axe de l'ellipse, b ,
- l'angle d'inclinaison (en degré) du grand axe, $theta$,

— les coordonnées de l'origine de l'ellipse,

Le rapport d'aspect, *aspect ratio*, R , se calcule selon le rapport du petit axe, b , sur le grand axe, a . Il caractérise la forme de l'ellipse : $R=1$ pour une forme circulaire, et R tendant vers 0 pour une ellipse allongée. L'inclinaison du grand axe, *theta*, exprimée en degrés, est égale à 0 lorsqu'il est horizontal et à 90 lorsqu'il est vertical. Le sens du mouvement de rotation en fonction du temps est qualifié de *clockwise* (dans le sens de l'aiguille d'une montre) ou de *counterclockwise* (inversement).

5.3.2. Évolution du champ d'onde au sein d'un réseau local

Nous avons estimé le motif de la polarisation dans les rapports d'aspects et les inclinaisons extraits de l'ellipse modélisée, présentés [FIGURE 5.8](#), lors de l'étude des VLF entre Février 2019 à Janvier 2022. Sur la [FIGURE 5.7](#), nous représentons la polarisation du plan vertical d'un exemple d'évènement VLF détecté le 8 Mars 2019, à 4 stations large-bande terrestres, classées par distances épacentrales croissantes. Située à ~ 15 km de distance épacentrale, la station PMZI montre une polarisation du plan vertical elliptique et allongée, [FIGURE 5.7](#). Le rapport d'aspect est de 0.43 en moyenne avec un grand axe, a , incliné selon un angle *theta* compris entre ~ 30 et $\sim 40^\circ$, de ~ 36 degrés en moyenne, [croix noires sur la [FIGURE 5.8](#)]. Au dessus de 30 km de distance épacentrale, les polarisations dans le plan vertical des stations MCHI, KNKL et MTSB partagent le même motif circulaire et peu incliné, [FIGURE 5.7](#). Le rapport d'aspect moyen est supérieur à 0.6 et l'inclinaison, *theta*, est inférieure à $\sim 15-20^\circ$, [carrés rouges, losanges gris et ronds verts sur la [FIGURE 5.8](#)]. Le sens de rotation du mouvement oscillatoire est inverse au sens des aiguilles d'une montre (*counterclockwise*) pour les quatre stations présentées [FIGURE 5.7](#). Le mouvement du sol enregistre un signal rétrograde, i. e., dont le développement est opposé à la direction de propagation (radiale). Ces deux régimes restent stables durant les trois ans de crise sismique analysés, entre Février 2019 et Janvier 2022.

Les deux régimes observées, et discutées, pour la vitesse de phase apparente [cf., Section [5.2](#).] se retrouvent dans la polarisation du plan verticale des signaux VLF selon une distance épacentrale croissante. Nous pensons que l'inclinaison et la forme de l'ellipse, plus allongée à la station la plus proche, PMZI, est porteuse d'information sur la profondeur de la source. Afin de tester cette hypothèse, nous réalisons le calcul de la distance hypocentrale selon l'hypothèse d'une propagation rectiligne d'une onde de volume et pour laquelle l'influence du milieu (déformation du rai) est négligeable. Selon des principes simples de géométrie, le théorème de Pythagore nous permet de calculer la profondeur à partir de la valeur de l'inclinaison du grand axe de l'ellipse, *theta* obtenue à la station PMZI [croix noires sur la [FIGURE 5.8](#)].

Les résultats de ces calculs sont présentés [FIGURE 5.8-Bas](#). Les profondeurs calculées s'étendent entre 0 et 20 km de profondeur. À la station PMZI, la profondeur moyenne est de ~ 11 km. Cependant, la mesure est affectée par une large dispersion verticale des estimation. Une sélection basée sur les meilleures évènements pourraient nous permettre de la réduire.

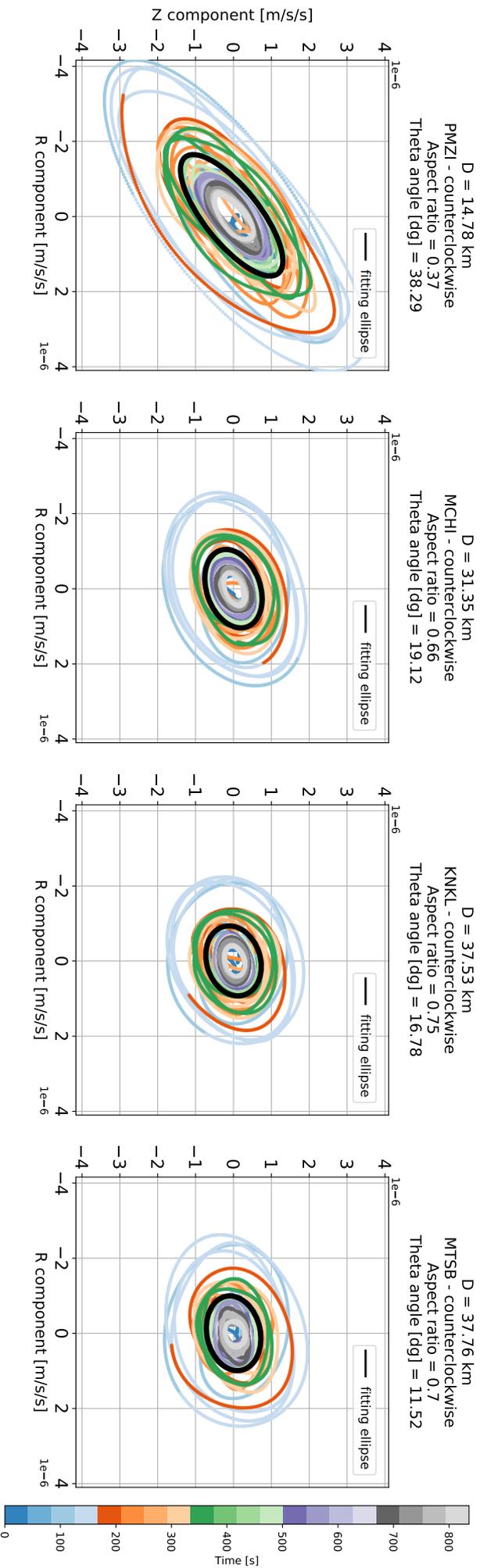


FIGURE 5.7 – *Particle motion* ou polarisation dans le plan vertical (Z en fonction de R) du signal filtré entre 10 et 20 s de l'évènement du 8 Mars 2019 à 20h26min, pour chaque station, dans l'ordre croissant de distance épicentrale D . De gauche à droite : PMZI, MCHI, KNKL, MTSB. La couleur représente le temps en secondes, relatif au début du signal. Les paramètres issus du modèle de l'ellipse ajustée (en noir) sont annotés au dessus de chaque figure. Les polarisations verticales, elliptiques et/ou circulaires reflètent le mouvement sinusoidale du signal, soumis à deux régimes en fonction de la distance. L'inclinaison ($theta$) est davantage marquée à la station la plus proche, PMZI, et pointe vers la source.

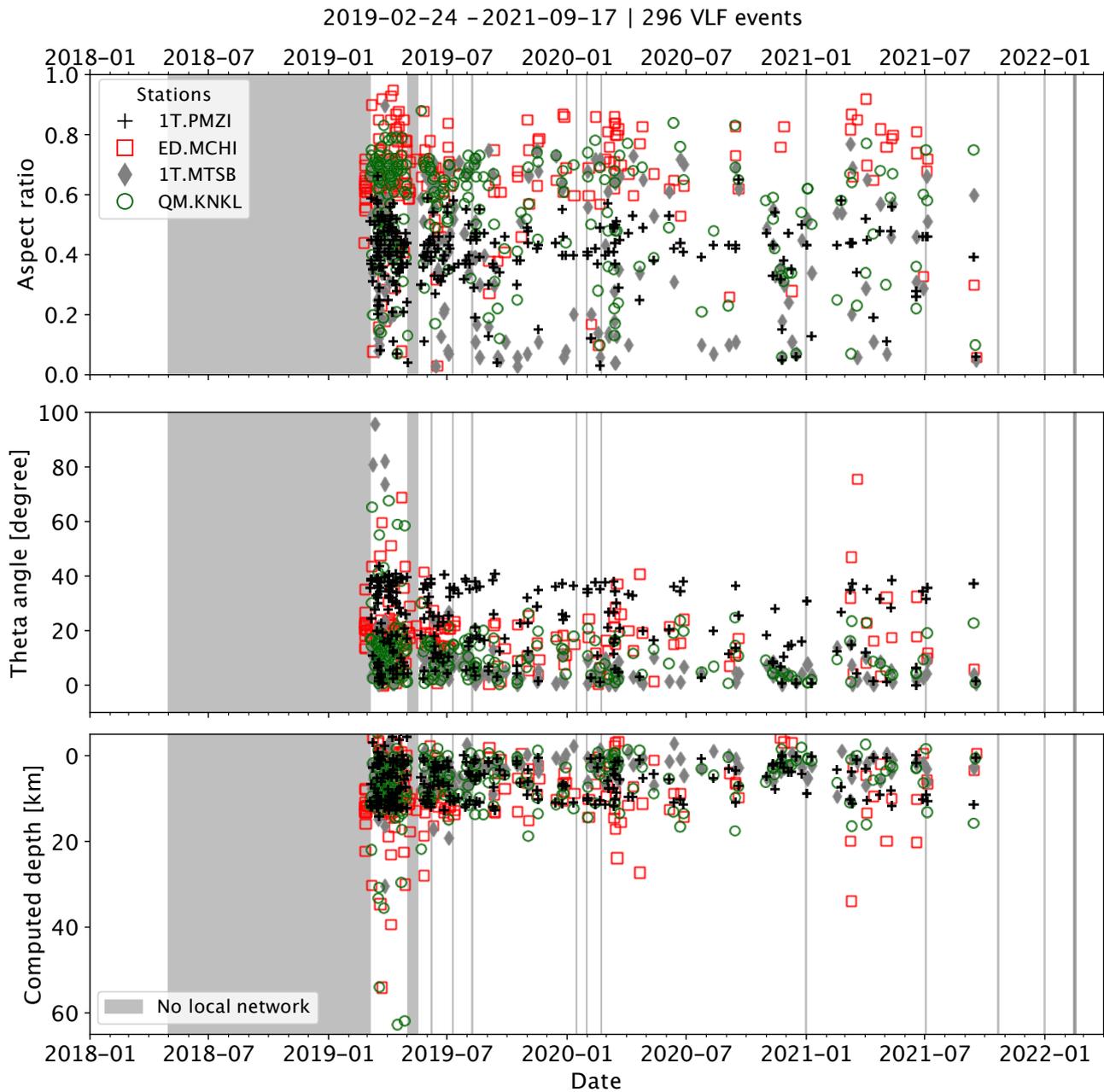


FIGURE 5.8 – Évolution temporelle des attributs de l'ellipse qui caractérisent la polarisation pour les 296 signaux VLF bien localisés, entre Février 2019 et Janvier 2022 [Fig.4.4]. **Haut**) Évolution du rapport d'aspect des deux axes de l'ellipse. Les valeurs sont comprises entre 0 et 1. La station PMZI (croix noires) se démarque du régime qui affecte les trois autres stations : MCHI (carrés rouges), MTSB (losanges gris) et KNKL (ronds verts) par des valeurs ~ 1.5 fois plus petites, indiquant des ellipses plus allongées. **Centre**) Évolution de l'inclinaison du grand axe de l'ellipse θ . L'inclinaison de la polarisation de la station la plus proche, PMZI, s'oriente suivant un angle de $\sim 36^\circ$, alors que les trois autres stations ne montrent pas de direction préférentielle. **Bas**) Profondeur de la source calculée grâce à l'inclinaison θ , en suivant l'hypothèse qu'elle pointe vers la source. La profondeur moyenne issue de l'inclinaison à PMZI est de ~ 11 km. La dispersion verticale calculée est comprise entre 0 et 15 km [cf., Ch.4, S.??].

5.3.3. Développement du champ d'onde des signaux VLF

Les formes circulaires ou elliptiques des polarisations verticales reflètent le caractère monotone et périodique de l'oscillation qui caractérise la forme d'onde des signaux VLF. Tout comme la forme d'onde, les deux régimes observés restent stables au cours des trois ans de crise analysés, attestent d'un processus répétitif. Ainsi, la source reste inchangée, autant du point de vue de sa position géographique que du processus physique qui est à l'origine des signaux VLF. Nous pensons que ces deux régimes qui affectent les polarisations des signaux à des distances épacentrales courtes, inférieures à ~ 55 km, nous renseignent sur le champ d'onde émis. La polarisation circulaire est cohérente avec l'oscillation sinusoïdale monotone des signaux VLF. La forme elliptique et orientée de la polarisation à PMZI est attribuée à la courte distance épacentrale et à l'influence de la source.

La progression de la polarisation en fonction de la distance épacentrale montre le développement du champ d'onde, qui est soumise à deux régimes. Le premier prend la forme, à la station la plus proche, d'une polarisation elliptique, $R \sim 0.4$, inclinée selon un angle $theta$ de $\sim 35^\circ$, soumise à l'influence des ondes de volume. L'inclinaison de l'ellipse peut correspondre à l'angle d'incidence de l'onde reçue, s'il s'agit d'ondes de volume pures. Le deuxième de la forme circulaire sans orientation est sous l'influence des ondes de surface en cours de développement. Les signaux VLF ont été assimilés à des ondes de Rayleigh [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Sadeghi and Suzuki, 2021, Bhattacharya et al., 2020, Bhattacharya, 2022], ceci est cohérent avec le mouvement « *counterclockwise* » dominant des polarisations, de la station la plus proche à la plus lointaine. La formation des proto-ondes de surface domine le signal sur les ondes de volume à partir de ~ 30 km de distance épacentrale. Nous constatons que le champ d'onde qui compose les signaux VLF est produit par une combinaison d'ondes de volume et d'ondes de surface en développement, rendant un champ mixte.

La gamme de profondeur issue de l'application du théorème de Pythagore, $\sim 0-15$ km, est moins étendue que celle obtenue par la méthode de localisation, soit $\sim 0-30$ km pour une vitesse de 3.5 km/s [cf., Ch.4 S??, Fig.4.4]. Cependant, la portée des résultats de ce calcul à géométrie simple est à relativiser car il suppose une propagation rectiligne des ondes de volume. Or, le champ d'onde porté par les signaux VLF nous montre une réalité plus complexe. Ainsi s'impose la modélisation de ce champ d'onde complexe en intégrant toutes les phases du signal. .

Conclusion

L'analyse de la forme d'onde au sein du réseau local nous a permis, par la création d'attributs, d'observer et de caractériser le rayonnement sismique de la source des événements VLF. Une fois de plus, l'analyse systématique du plus grand nombre d'événements VLF du catalogue entre Février 2019 et Janvier 2022 pointe vers une source et un processus stables les produisant. La polarisation verticale et radiale et la corrélation linéaire positive de plus de 250 événements VLF favorise l'hypothèse d'un diagramme de rayonnement à la source isotrope et axi-symétrique. Cependant, nous ne pouvons exclure la présence d'inversion de la polarité, qui serait à analyser de façon plus fine et sans biais sur la sélection.

La mesure des délais relatifs au temps de propagation de la phase à ~ 15 s au sein du réseau local se montre non-linéaire et soumis à deux régimes en fonction de la distance épacentrale. Les stations situées à moins de 15 km de distance enregistre un Δt de -0.5s, soit une vitesse de phase apparente de $v_a = 26$ km/s. Les formes d'ondes aux stations « épacentrales » sont fortement influencées par la source. La localisation hypocentrale de la source obtenue au regard de ces délais et de la vitesse apparente est profonde, entre 25 et 40 km. Cependant, le test de géométrie simple qui nous permet de retrouver cette profondeur suppose une propagation rectiligne d'onde de volume non influencée par le milieu. À des distances supérieures à 15 km, la vitesse de phase apparente, $v_a =$ de 3.9 km/s.

La station PMZI à 14.78 km, montre une polarisation verticale elliptique orientée selon un angle de $\sim 36^\circ$. Le signal sismique est donc influencée par un champ mixte et la présence d'ondes de volumes. Pour des distances supérieures à 30 km, la polarisation verticale est circulaire et sans orientation, stable dans le temps et dans l'espace, cohérente avec la formation des ondes de surface. Une observation appuyée par la présence d'un mouvement rétrograde des particules.

En suivant les mêmes hypothèses qui ont permis le test de géométrie simple, c'est à dire la propagation rectiligne d'ondes de volume, la position hypocentrale de la source est dérivée de l'inclinaison de la polarisation verticale à la station PMZI. Contrairement aux résultats retirés des délais MOC^* -PMZI et de la vitesse de apparente de la phase, les profondeurs sont superficielles, cohérentes avec les résultats de la localisation par *Back-Projection* pour une vitesse de propagation horizontale $v_{bp} = 3.5$ km/s. La gamme des profondeurs, plus réduite ici, s'étend entre 0 et 15 km.

L'analyse sismique des formes d'ondes au sein du réseau local nous a permis d'observer une radiation d'une source axi-symétrique produisant un champ d'onde où les différentes phases se combinent et se développent au cours de la propagation. Le champs d'onde porté par les signaux VLF nous montre qu'il y est une réalité plus complexe. Nous nous emploierons donc, chapitre suivant, à le modéliser de façon la plus complète pour reproduire et comprendre ces observations en terme de mécanisme à la source.

Annexe E : Influence des coordonnées épicentrales sur la profondeur

Le test à géométrie simple nous a permis de retrouver une profondeur de source par l'interpolation des deux observations réalisées à partir du traitement des formes d'ondes au sein du réseau local : la vitesse de phase apparente et le délai relatif entre MOC^* et la station de référence, PMZI. Cependant, la profondeur de 32.3 km peut être discutée au regard de la grande sensibilité de ce résultat aux coordonnées de l'épicentre renseigné. En effet, comme visible sur la **FIGURE 5.9**, une légère modification des coordonnées de l'épicentre entraîne une variation de plus de 7 km sur la position verticale de la source.

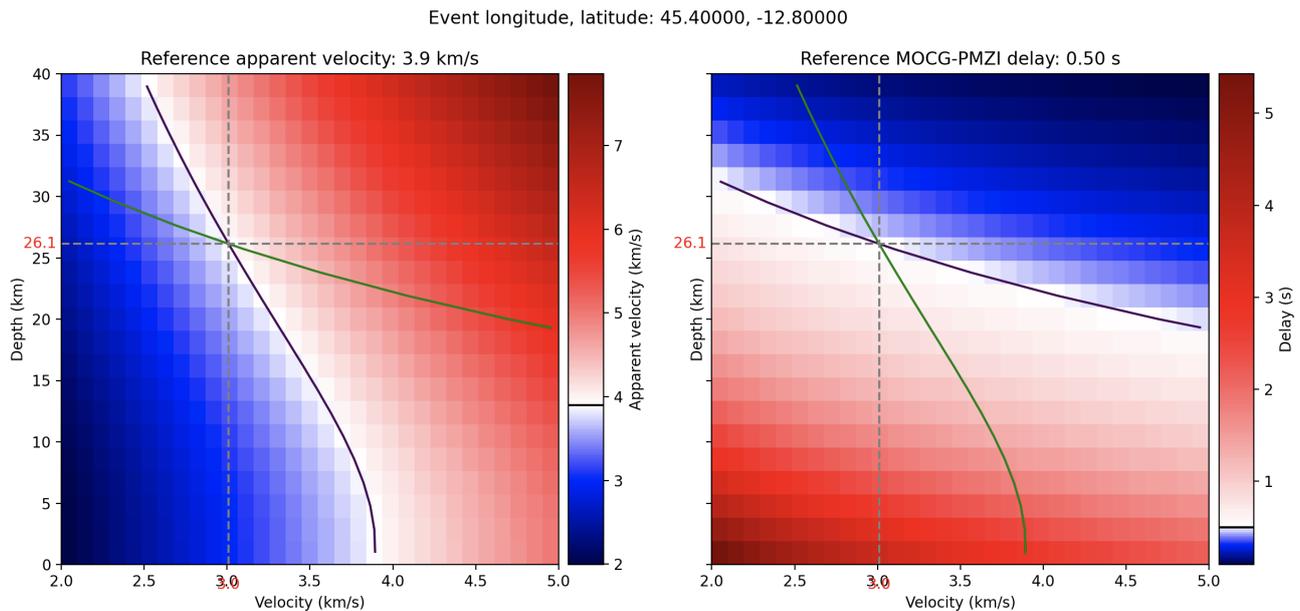


FIGURE 5.9 – Distance hypocentrale calculée d'après le délai relatif mesuré entre MOC^* et la station de référence PMZI, avec une vitesse de propagation de phase apparente de 3.9 km/s. **Gauche**) Profondeur en fonction de la vitesse de propagation dans le milieu. La grille est colorisée selon les valeurs de la vitesse de phase apparente, v_a . L'estimation de l'évolution linéaire [Eq.5.2] donne (courbe noire) $v_a = 3.9$ km/s. Le délai relatif mesuré entre MOC^* et PMZI de l'ordre de 0.5 s est matérialisé par la courbe verte en fonction des autres paramètres. La profondeur qui combine nos observations se situe à $Z=32.8$ km. **Droite**) Profondeur en fonction de la vitesse du milieu. À l'inverse de **Gauche**, la grille est colorisée selon les délais relatifs estimés pour le couple MOC^* -PMZI où la valeur mesurée à $\Delta t=0.5$ est matérialisées par la courbe noire. La courbe verte correspond à une vitesse de phase apparente de de 3.9 km/s estimée selon les trois autres paramètres. Un changement des coordonnées de l'épicentre de $\sim 0.1^\circ$ vers le Sud-Ouest induit une variation de 7 km de la profondeur de la source.

En faisant varier les coordonnées de l'épicentre de 0.01° de latitude vers le Sud et de 0.01° de longitude vers l'Ouest, la profondeur de source obtenue par corrélation des deux observations est de 26.1 km. L'ajustement du délai de 0.5 s est dépendant de la distance épicentrale qui sépare MOC^* et PMZI. Une variation, même faible, de la position de l'épicentre, a une influence directe sur la distance et donc sur le temps et la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu.

On remarquera avec ce test qu'une profondeur de source plus superficielle est permise pour une vitesse du milieu plus grande. Ce qui est en accord avec les tests de vitesse (2.5, 3.5 et 4.5 km/s)

effectués pour la localisation par la méthode de *Back-Projection*, où la même observation avait été réalisée.

Chapitre 6

Modélisation cinématique de la source à l'échelle locale

Sommaire :

6.1. Modélisation de la forme d'onde des VLF à l'échelle locale	139
6.1.1. Méthode de modélisation : Axitra	140
6.1.2. Quantification de l'adéquation observé-simulé	145
6.1.3. Paramètres de la modélisation des VLF à l'échelle locale	145
6.2. Simulation de la vitesse de phase apparente	155
6.2.1. Modélisation de la vitesse de phase apparente	155
6.3. Discussion	164
6.3.1. Sensibilité au type de mécanisme de source	164
6.3.2. Sensibilité aux vitesses du milieu	165
6.3.3. Mécanisme de la source des signaux basses fréquences	165
6.3.4. Réduction des incertitudes sur la position hypocentrale	167
Annexe G : Illustration de la convolution	170

Introduction

Le signal sismique de l'évènement VLF majeur du 11 Novembre 2018 a une énergie suffisante pour être observé de Mayotte à Hawaii, soit d'un bout à l'autre du globe [Fig.0.6]. Le signal sismique d'oscillation monotone à ~ 15 s, énergétique sur les composantes verticales et radiale, de propagation rétrograde et sans variation majeure de la forme d'onde, semblait être dominé par les ondes de surface de type Rayleigh à l'échelle télé-sismique et locale [Lemoine et al., 2020, Sadeghi and Suzuki, 2021, Bhattacharya et al., 2020, Bhattacharya, 2022].

Nous avons montré dans le chapitre 5, par l'analyse de la vitesse de phase apparente et la polarisation verticale, que la nature du champ d'onde émis par la source des VLF est complexe. Et, qu'il ne correspond pas purement à celle des ondes de surface. Il s'agit d'un **champ mixte**. Le rayonnement axi-symétrique de la source et une faible amplitude du signal sur la composante transverse indiquent que la source ne produit pas, ou peu, de composante cisailante, soit ni d'ondes S_H , ni d'ondes de Love [cf., chapitre 5].

La polarisation verticale, elliptique et inclinée de $\sim 36^\circ$ à la station large-bande la plus proche (PMZI) témoigne de l'influence de la source. La constance du signe d'une même phase, ainsi que les temps de propagation quasi-équivalents entre la station large-bande la plus proche et les stations épacentrales [cf., chapitre 5] montrent la présence d'une combinaison d'onde de volumes et d'onde de surface. La signature de la source est visible à l'échelle du réseau local, son mécanisme est isotrope et axi-symétrique.

Nous avons utilisé les informations contenues dans le signal pour, entre autres, localiser la source des signaux VLF. La localisation de l'épicentre des évènements VLF est robuste, avec des incertitudes de l'ordre de ~ 2 km, faibles au regard de la dispersion latérale. Cependant, la méthode de localisation des VLF renvoie des positions hypocentrales à plus ou moins $\sim 10-15$ km et les résultats obtenus sont fortement dépendants du choix de la vitesse de propagation horizontale, supposé constante, utilisée [cf., Ch.4]. Les analyses sismologiques que nous avons conduites dans le chapitre précédent sont porteuses d'informations sur la source des évènements VLF. Cependant, les profondeurs issues des différentes analyses sont contradictoires, ces contradictions étant liées aux hypothèses simplificatrices et à la signature complexe de la source. Les différentes analyses du signal sismique développées pendant cette thèse ne nous ont toujours pas permis de contraindre davantage la position verticale de la source.

Grâce à la modélisation cinématique du signal, nous reproduisons la forme d'onde complète et les caractéristique des VLF afin d'en extraire les paramètres de source.

Un premier travail de modélisation de la forme d'onde du VLF majeur du 11 Novembre 2018 à des stations a été réalisé pour des distances télé-sismiques (soit pour des stations situées à plus de 2000 km de distance épacentrale). Les résultats de cette modélisation ne sont pas présentés ici, mais ils ont fait l'objet d'un poster pour l'AGU Fall Meeting Online [Laurent et al., 2020]. À travers la corrélation entre les signaux télé-sismiques modélisés et réels, nous avons été capable de mettre en évidence la présence d'ondes de volume (P, et S_v). Les ondes de volume sont émergentes et reproduisent l'oscillation monotone de longue durée de la source. Les ondes de volume n'ont jamais été observées à l'échelle locale ou régionale mais elles ressortent dans la forme d'onde observée à l'échelle télé-sismique. L'énergie sur la composante transverse reste

négligeable et les ondes de Love ne sont pas présentes. La polarisation verticale domine le signal. La comparaison directe des formes d'ondes synthétiques avec les signaux réels montrent des résidus (RMS) importants, comme lors de l'inversion des signaux télé-sismiques menée par [Cesca et al. \[2020\]](#). La corrélation et donc la comparaison directe des signaux est rendue difficile par les incertitudes sur le temps d'origine, liées à la longue émergence des signaux VLF, et, de façon générale, à leur forme d'onde atypique.

De plus, les résultats des comparaisons directes des signaux se sont montrés dépendants de la station utilisée et de sa position azimutale, et nous n'avons pas convergé vers une solution commune. La calibration de l'amplitude fut rendue difficile par le manque de connaissances sur l'énergie libérée à la source, le **moment sismique**, habituellement calculé à partir de la magnitude M ou de la taille de la zone de rupture. Les formes d'ondes synthétiques sont aussi perturbées par la grande sensibilité des modèles de vitesse dans la gamme de fréquences d'intérêt (~ 0.067 Hz) aux vitesses de groupe et de phase [[Bromirski et al., 2005](#)]. Cependant, les meilleurs modèles (produisant les plus petits RMS) se caractérisent par des profondeurs de ~ 20 - 30 km et un mécanisme CLVD [*Compensated Linear Vector Dipole*] vertical ($strike=0^\circ$, $dip=45^\circ$, $rake=90^\circ$). Ces résultats sont particulièrement notables à la station la plus fiable, MBAR, située en Uganda (Afrique de l'Est) [[Scripps Institution of Oceanography, 1986](#)].

Dans ce chapitre, nous travaillerons au sein du réseau local, en reproduisant par la modélisation des formes d'ondes caractéristiques des VLF : oscillation monotone à ~ 15 s, décroissance exponentielle de longue durée, rayonnement isotrope et axi-symétrique, vitesse de phase de 3.9 km/s, telles qu'elles seraient perçues par les stations situées à une faible distance épacentrale. La comparaison directe des signaux, réalisée par [Cesca et al. \[2020\]](#) et nous-même lors de la modélisation télé-sismique, ne sera pas réalisée ici. En effet, nous cherchons à reproduire, par la modélisation, les observations décrites dans le chapitre précédent à l'échelle du réseau local. La reproduction et la comparaison de ces observations avec des signaux réels au sein de ce même réseau est plus robuste que l'analyse du signal à des stations télé-sismiques isolées.

Pour confirmer nos hypothèses et introduire la source des VLF dans l'interprétation globale et mutli-disciplinaire de la crise sismo-volcanique de Mayotte, nous cherchons par la modélisation de la forme d'onde des VLF à l'échelle local à contraindre la profondeur et la géométrie de la source.

6.1. Modélisation de la forme d'onde des VLF à l'échelle locale

Un signal sismique peut être exprimé comme le produit de trois termes : la source, le milieu de propagation et le récepteur. Le champ d'onde observé à une station est le résultat d'un diagramme de radiation produit par la source, filtré par les effets propagatifs dans la Terre (dispersion, atténuation, interférences, etc) et perçu par un capteur dont les biais de mesure sont inclus dans la réponse instrumentale. Les **fonctions de Green** sont les signaux sismiques modélisés pour les trois composantes et combinant les effets de ces trois termes à une station donnée. La **fonction source** est convoluée au terme source. Dans notre cas, elle reproduit les caractéristiques spécifiques aux signaux VLF de la crise sismique de Mayotte, misent en

évidence chapitre 3. Les sismogrammes synthétiques sont issus du produit de convolution entre les fonctions de Green et la fonction source, dans le but de simuler la propagation des signaux VLF à l'échelle d'un réseau de capteurs situés à moins de ~ 55 km de l'épicentre, dans un milieu reproduisant les vitesses régionales.

Dans le cas d'une modélisation directe, les trois termes sont définis afin de reproduire le champ d'onde observé. Le processus de création des synthétiques avec Axitra est le suivant : la simulation des fonctions de Green, en renseignant d'abord tous les paramètres de source (moment sismique, tenseur de moment, profondeur, etc), les coordonnées du capteur et le modèle de vitesse ; puis la convolution avec une fonction source sinusoïdale de période ~ 15 s reproduisant les caractéristiques des événements VLF. Pour reproduire de façon synthétiques les signaux VLF, nous avons mis en place un processus comprenant plusieurs étapes, schématisées sur la FIGURE 6.1. Les choix des différents paramètres seront discutés tout au long de ce chapitre.

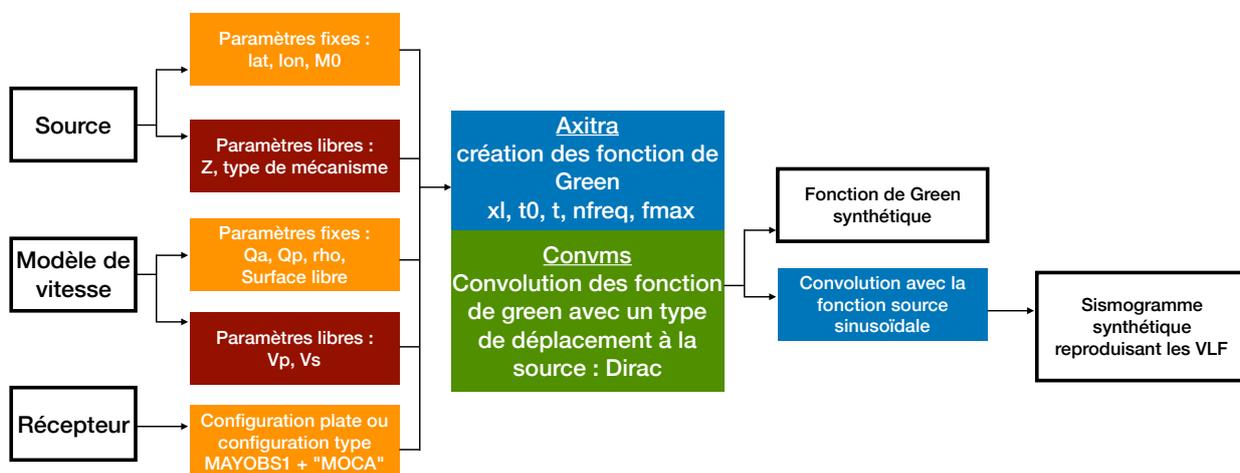


FIGURE 6.1 – Schéma des différentes étapes mises en place pour reproduire les signaux VLF de façon synthétique avec Axitra. Les trois termes sources sont définis par deux niveaux de paramètres, ceux qui servent à la configuration d’Axitra (x_L , t_L , n et f_{max}) et à la création des fonctions de Green (via `convms`), et les paramètres qui sont ici explorés : le type de source (le mécanisme), la profondeur, Z , et le modèle de vitesse (v_P et v_S pour les ondes P et S respectivement).

L’utilisation du logiciel Axitra se justifie par sa capacité à modéliser toutes les phases rayonnées par la source et portées par le champ d’onde. Ce qui est un atout pour l’analyse de la propagation de l’oscillation à ~ 15 s au sein du réseau local. De plus, les vitesses du milieu font partie des paramètres à définir, nous bénéficions donc avec Axitra de la possibilité de nous éloigner des modèles de vitesse moyens de la Terre [Dziewonski and Anderson, 1981, Kennett et al., 1995, Kennett and Engdahl, 1991] au profit de modèles de vitesse propres au contexte régional [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Mazzullo et al., 2017].

6.1.1. Méthode de modélisation : Axitra

La méthode de simulation implémentée dans Axitra se base sur une approche appelée DWM [Discrete Wavenumber Method], élaborée par [Aki et al., 1977]. Avec Axitra, le champ élastique

complet d'une source ponctuelle, incluant les contributions statiques et dynamiques, est modélisé [Bouchon, 2003]. Pour simuler le champ d'onde complet, la source est discrétisée en une multiplicité de sources réparties dans un milieu et espacées d'une distance constante x_L , (ou « L » sur la FIGURE 6.2). La résolution du calcul, i.e., la création des signaux synthétiques, est une approximation des solutions calculées pour une infinité de sources en une source singulière dans le domaine fréquentiel [Bouchon, 2003]. Puis, les fonctions de Green sont obtenues par leur retranscription dans le domaine temporel.

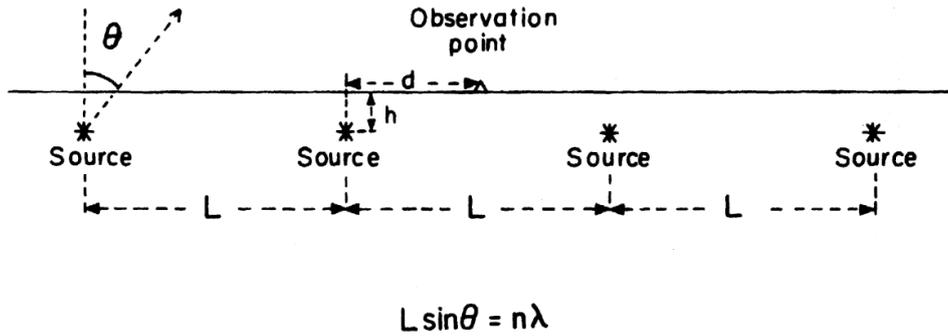


Figure 1

Physical interpretation of the DWN method. The single source is replaced by an infinite array of sources distributed horizontally at equal interval L . For a given radiation wavelength k corresponding to a specific frequency of excitation, the elastic energy is radiated in discrete directions h only.

FIGURE 6.2 – Schéma de la discrétisation spatiale des sources dont les effets sont simulés en un champ d'onde complet porté par un signal sismique perçu par un capteur. Pour la modélisation du champ d'onde complet, le principe de périodicité est appliqué à des sources discrétisées séparées par un intervalle x_l , ici « L », [Cotton and Coutant [1997]]. Figure extraite de Bouchon [2003].

Dans cette étude, nous utiliserons Axitra dans sa version moment [Cotton and Coutant, 1997], dans sa dernière version incluant le *wrapper* Python [Cotton and Coutant, Last update : Jan 18, 2021]. Lors de la paramétrisation d'Axitra, la distance x_L , i.e., la périodicité des sources, est à prendre en compte pour éviter tout recouvrement des réflexions engendrées par les sources « fantômes ». La distance x_L se définit par :

$$x_l = 1.2R_{max} + v_{max}t_l \quad (6.1)$$

avec x_l , l'intervalle entre les sources, R_{max} la distance épacentrale maximale et t_l la durée des fonctions de Green.

Afin de trouver la valeur adéquate à notre cas d'étude, nous avons fait plusieurs tests (non présentés dans ce manuscrit) pour comprendre les liens de dépendances entre x_l et t_l . Pour une distance épacentrale R_{max} de ~ 55 km et une vitesse des ondes du milieu v_{max} de 7 km/s (la vitesse maximale des ondes P dans les modèles de vitesse régionaux [Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022]), nous avons fait varier la durée des synthétiques t_l . Pour l'analyse de la propagation du signal VLF synthétique au sein du réseau local, t_l doit être d'au moins 180 s afin de garder une fenêtre suffisamment large pour percevoir la longue durée les signaux.

Ainsi, la distance x_l est d'au moins 1000 km si l'on veut éviter les recouvrements dans le signal sismique.

Par co-dépendance entre les paramètres de la simulation, le nombre d'onde, n , i.e., la résolution du contenu fréquentiel, devient :

$$n = f_{max}t_l = 5 * 180 = 900rad/m \quad (6.2)$$

avec f_{max} la fréquence de Nyquist, qui empêche l'(*aliasing*) du spectre, et qui est égale à $f_{max} = f_s/2$, avec f_s la fréquence d'échantillonnage. Les sismogrammes synthétiques ont un contenu très basses fréquences, suivant les caractéristiques des signaux VLF. La fréquence d'échantillonnage n'a pas besoin d'être élevée, ce qui réduit le temps de calcul. Dans nos simulations, f_s est fixée à 10 Hz, on a donc $f_{max} = 5$ Hz, et le nombre d'onde, n , est égal à minimum 900 rad/m [Eq.6.2]. La résolution en fréquence est un paramètre important à ajuster pour que les signaux synthétiques ne soient pas recouverts par le bruit numérique.

6.1.1.1. Fonction source des signaux VLF

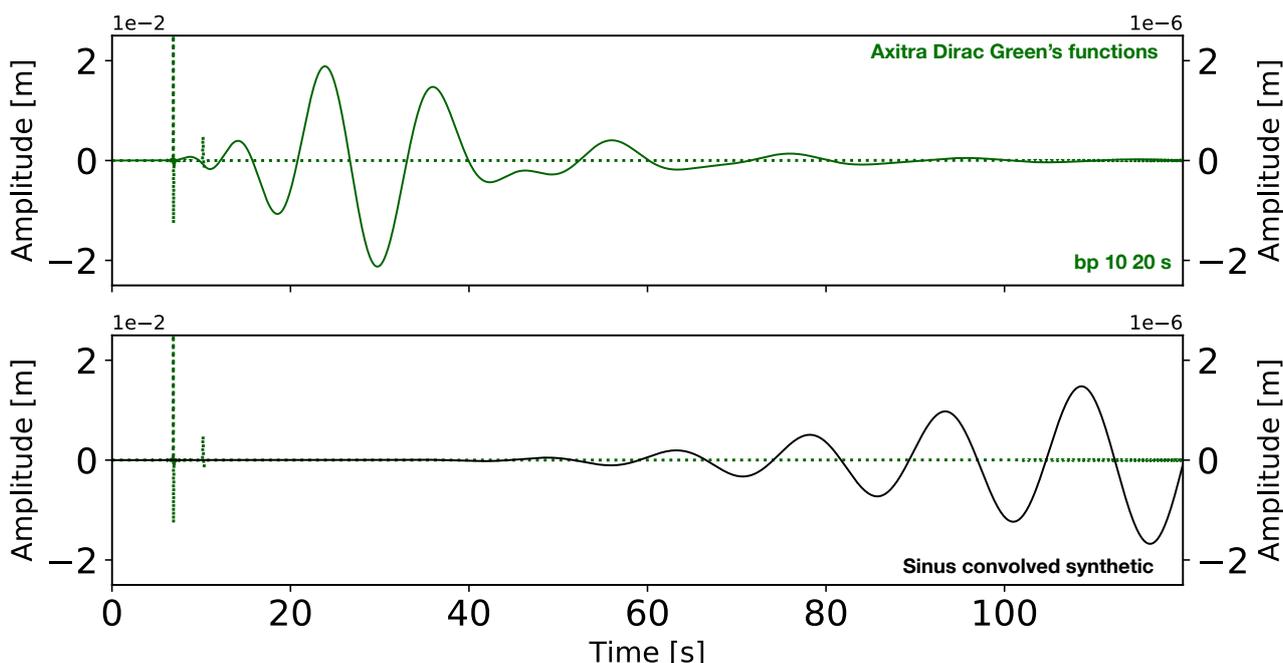


FIGURE 6.3 – Fonction de Green synthétique produite par Axitra pour une source ponctuelle avec un déplacement nul (fonction dirac). **Haut**) La composante verticale de la fonction de Green (ligne verte pointillée) pour un mécanisme purement isotrope à une source localisée selon les coordonnées de l'épicentre moyen des VLF et pour une profondeur de 25 km calculée pour la station KNKL. La fonction dirac est utilisée dans `convms` pour ne produire aucun déplacement au niveau de la source. Sur les fonctions de Green sont visibles des arrivées impulsives correspondantes aux phases rayonnées par le mécanisme de la source. La fonction dirac contient toutes les fréquences du spectre, les basses fréquences apparaissent sans convolution lorsque le signal est filtré (0.05-0.1 Hz, ligne verte). Une fois le signal filtré, sa durée s'allonge à 90 secondes. **Bas**) Fonction de Green non filtrée et non convoluée (en vert pointillée) en comparaison avec les 120 premières secondes du signal synthétique après convolution avec la fonction source sinusoïdale porteuse des caractéristiques des événements VLF. Ici, les 120 premières secondes sont représentées (en noir).

La dernière étape de la simulation d'un signal sismique correspond à la convolution du champ de déplacement d'une source ponctuelle avec une fonction qui décrit le déplacement à la source. Cette étape est intégrée dans le code Axitra au sein de la fonction appelée `convms`, FIGURE 6.1.

Dans cette étude, nous ferons l'hypothèse d'un déplacement ponctuel nul à la source que nous modélisons par une **fonction dirac** comme premier terme source. La quantité de déplacement positive est alors égale à la quantité de déplacement négative, la perturbation n'entraîne aucun déplacement final au niveau de la source, puisqu'elle revient à son état initial [cf., Annexe 6.3.4., FIGURE 6.18].

Sur la FIGURE 6.3 est représenté la composante verticale de la fonction de Green générée avec Axitra (en vert pointillé), soit le mouvement enregistré au niveau du récepteur d'une source ponctuelle au déplacement total nul qui émet des ondes qui se propagent dans le milieu. Le milieu modélisé pour produire nos fonctions de Green est un espace homogène à une dimension (1D) avec une surface libre.

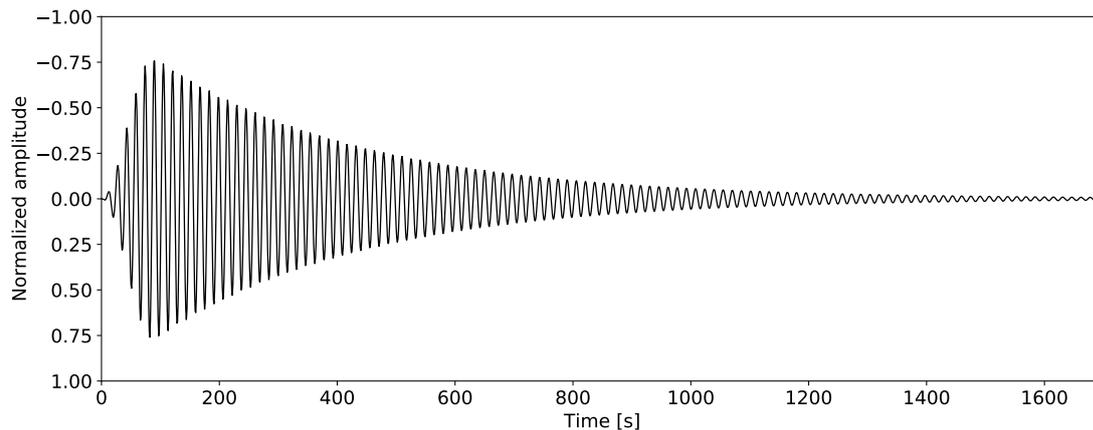


FIGURE 6.4 – Fonction source des VLF utilisée pour la reproduction synthétique des signaux VLF en addition de la fonction dirac de `convms`. La fonction source est une fonction sinusoïdale de période $T = 15.54$ s et de durée 1750 s qui reproduit les caractéristiques des signaux VLF de la crise sismique de Mayotte. Le temps caractéristique de la décroissance exponentielle est de 350 s. Une fonction de Hann a été utilisé pour lisser le début du signal afin de reproduire le caractère émergent de la forme d'onde des VLF. L'amplitude est normalisée entre -1 et 1 avant l'apodisation et le passage du filtre basse fréquence (0.05-0.1 Hz).

Après avoir défini les paramètres nécessaires à la création des fonctions de Green avec Axitra, nous opérons le produit de convolution avec la fonction source des VLF. Une illustration du produit de convolution entre la fonction de source et la fonction dirac est présentée annexe ?? de ce chapitre. Sur la FIGURE 6.3, un exemple de fonction de Green simulée par Axitra pour une source purement isotrope est présentée avant (ligne verte pointillée) et après convolution (ligne noire). Cette étape est nécessaire pour reproduire la signature caractéristique de la source des VLF, afin d'explorer l'effet de la profondeur et du mécanisme à l'échelle du réseau local. Selon les observations conduites dans les chapitres 3, 4 et 5, le signal VLF perçu par le

réseau local est sous l'influence directe de la source (oscillations à ~ 15 s, durée caractéristique de la décroissance exponentielle, haute cohérence des formes d'ondes, polarisation, etc), corroborée par [Lemoine et al., 2020, Bhattacharya, 2022]. Sur la [FIGURE 6.3](#), nous présentons un exemple de fonction de Green filtrée entre 10 et 20 s (0.05-0.1 Hz), soit dans notre gamme d'intérêt, les basses fréquences étant contenues dans la fonction dirac, choisie comme premier terme source dans `convms`. La durée des signaux une fois filtrés s'allonge à 90 s (en vert sur la [FIGURE 6.3-Haut](#)). Cependant, c'est une fois convoluée avec la deuxième fonction source des VLF que la durée caractéristique de la source des VLF est portée à plus de ~ 1750 s. L'exemple de la [FIGURE 6.3](#) indique qu'il est nécessaire d'ajouter la fonction source sinusoïdale comme deuxième terme source à nos signaux synthétiques pour reproduire les observations conduites sur les VLF de la crise sismique de Mayotte.

Nous avons donc construit notre propre fonction source, présentée [FIGURE 6.4](#), qui reproduit les caractéristiques (durée, période, décroissance exponentielle ou *decay*, etc) des évènements VLF. L'oscillation périodique à ~ 15 s des VLF est reproduite par une fonction sinusoïdale de période identique, décrite par :

$$s(t) = \sin 2\pi ft * \exp \frac{-t}{t_{decay}} \quad (6.3)$$

avec f la fréquence dominante, t le temps et t_{decay} la durée de la décroissance exponentielle. Les valeurs des paramètres sont issues des attributs du catalogue pour le VLF majeur du 11 Novembre 2018 [Fig.??] et sont présentées dans la [TABLE 6.1](#).

Paramètres	Valeur	Unité
Période	15.54	s
Durée	1750	s
t_{decay}	350	s
t_{rise}	60	s

TABLE 6.1 – Paramètres décrivant l'évènement VLF du 11 Novembre 2018 issus du catalogue et utilisés pour créer la fonction source sinusoïdale présentée [FIGURE 6.4](#). Les attributs calculés chapitre 3 ont permis de décrire les caractéristiques des formes d'onde des VLF, ils nous servent ici à paramétrer la fonction source. Au cours des chapitres 4 et 5, nous avons établi que ces caractéristiques sont directement liées à l'effet de la source tel que perçu à l'échelle locale.

Nous aboutissons alors à une fonction source de type sinusoïdale de période $T = 15.54$ s et de durée totale $t = 1750$ s représentée [FIGURE 6.4](#), dont les paramètres nécessaires à sa création sont résumés dans le [TABLE 6.1](#). Afin de reproduire le début émergent observé en champ proche, la fonction source a été apodisée par une fonction de Hann d'une durée de ~ 60 s, recouvrant les quatre premières oscillations. Les amplitudes sont normalisées afin de n'introduire aucun biais énergétique.

L'intégrale de la fonction source sinusoïdale est nulle. Nous faisons l'hypothèse que le signal VLF représente un déplacement total nul à la source où l'oscillation positive se compense par l'oscillation négative qui suit.

6.1.2. Quantification de l'adéquation observé-simulé

Pour évaluer de l'accord des données synthétiques simulées avec Axitra avec les données réelles, nous calculons un RMS normalisé selon la formulation ci-dessous.

$$MSE = \sum_{i=1}^n \frac{(x_{obs,i} - x_{synth,i})^2}{\sigma^2} \quad (6.4)$$

avec, σ^2 , la variance des données réelles :

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n (x_{obs,i} - \overline{x_{obs}})^2 \quad (6.5)$$

normalisée sur le l'ensemble du réseau, soit le nombre N , de station :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N MSE_j} \quad (6.6)$$

Le modèle qui minimise la valeur du RMSE (nommé ici « RMS »), minimise l'écart entre les données réelles et synthétiques. Le RMS permet une quantification mathématique du choix du modèle qui se corrèle au mieux aux données réelles.

6.1.3. Paramètres de la modélisation des VLF à l'échelle locale

Après avoir procédé à la calibration des paramètres nécessaires à la simulation des signaux synthétiques avec Axitra, selon la procédure décrite sur le schéma [FIGURE 6.1](#), nous présentons ici les paramètres que nous avons explorés via la modélisation, à savoir : l'énergie, le type de source, le modèle de vitesse et la profondeur.

6.1.3.1. Calibration du moment sismique

Lors de la modélisation télé-sismique, non présentée ici, le moment sismique, soit l'énergie libérée à la source, fut un des paramètres explorés. En premier lieu, la valeur de $M_0=2e^{16}$ N.m a été utilisée. Elle est issue du calcul de la magnitude de surface sur le signal du VLF du 11 Novembre 2018, réalisé par [Cesca et al. \[2020\]](#). La valeur de $M_0=2e^{16}$ N.m permet de reproduire les amplitudes des ondes de surfaces du signal VLF à des distances télé-sismiques [[Laurent et al., 2020](#)]. En revanche, les amplitudes des ondes de volumes sont sur-estimées [[FIGURE 6.5](#)]. Nous avons calibré le moment sismique via la comparaison directe des ondes de volume synthétiques avec celles du signal du 11 Novembre 2018 [[Laurent et al., 2020](#)]. Le moment sismique, $M_0=1e^{15}$ N.m, d'un ordre de grandeur plus faible que celui retenu par [Cesca et al. \[2020\]](#), se corrèle au mieux avec la fenêtre des ondes de volumes perçues à des distances télé-sismiques [[Laurent et al., 2020](#)].

Nous avons tenté, [FIGURE 6.5](#), de calibrer l'amplitude des signaux synthétiques produits par Axitra à la station YTMZ (en noir) avec l'amplitude réelle du signal du VLF du 11 Novembre 2018 (en rouge). Nous avons alors généré des formes d'onde synthétiques pour quatre valeurs du moment sismique : $1e^{13}$ N.m (ronds), $1e^{14}$ N.m (croix), $1e^{15}$ N.m (losange), $1e^{16}$ N.m (triangle) et

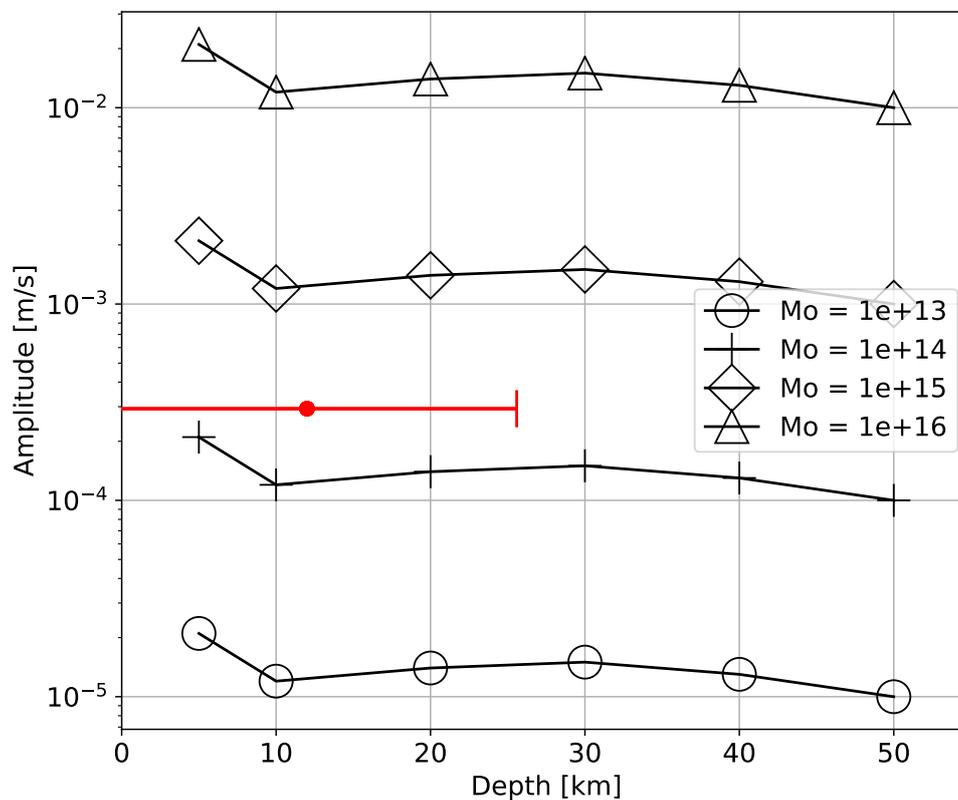


FIGURE 6.5 – Calibration de la valeur du moment sismique comme paramètre de source d’Axi-tri. Amplitudes simulées avec Instaseis [van Driel et al., 2015] et mesurées à la station accélérométrique YTMZ pour l’évènement VLF majeur du 11 Novembre 2018 en fonction de la profondeur de la source. Comparaison des amplitudes des simulées (en noir) avec un mécanisme 100% déviatorique (CLVD) pour différentes valeurs du moment sismique : $1e^{13}$ N.m (ronds), $1e^{14}$ N.m (croix), $1e^{15}$ N.m (losange), $1e^{16}$ N.m (triangle) avec l’amplitude de l’évènement majeur du 11 Novembre 2018 à une station locale, YTMZ (rouge) en fonction de la profondeur. Un moment sismique de $M_0=2e^{16}$ N.m, proposé par Cesca et al. [2020] surestime les amplitudes des ondes de volumes simulées à des distances télé-sismiques. Ce moment sismique surestime aussi les amplitudes observées à l’échelle locale, pour l’évènement VLF le plus énergétique de la crise. Le moment sismique adéquat, par rapport aux observations à la station YTMZ (en rouge), se trouve dans un intervalle entre $1e^{14}$ (croix) et $1e^{15}$ (losange) N.m.

des profondeurs entre 5 et 50 km. Le moment sismique $M_0=2e^{16}$ N.m, proposé par Cesca et al. [2020], surestime l'amplitude du signal observée à l'échelle locale. Selon l'amplitude mesurée de l'évènement VLF majeur, un moment sismique calibré entre $1e^{14}$ et $1e^{15}$ N.m devrait reproduire les amplitudes observées.

En effectuant une comparaison entre les résultats obtenus avec la dernière version de Axitra [Cotton and Coutant, Last update : Jan 18, 2021] et les synthétiques simulés avec une autre méthode (InstaSeis, van Driel et al. [2015], Nissen-Meyer et al. [2014] qui a permis la création des signaux à l'échelle télé-sismique, Laurent et al. [2020]), nous avons mis en évidence une anomalie sur l'amplitude des signaux synthétiques. Pour pallier à l'incertitude du moment sismique et à celle liée aux amplitudes, la comparaison directe entre les signaux réels et synthétiques ne pourra être présentée ici. Cependant, l'estimation du moment sismique peut s'apparenter à l'intégrale d'une oscillation, soit une demie période, du signal VLF. Ce calcul n'a pas été réalisé ici, mais pourra être effectué pour de futures analyses. Pour conclure, le moment sismique renseigné dans Axitra pour la création des synthétiques est donc de $M_0=2e^{16}$ N.m, selon Cesca et al. [2020].

6.1.3.2. Mécanismes de la source

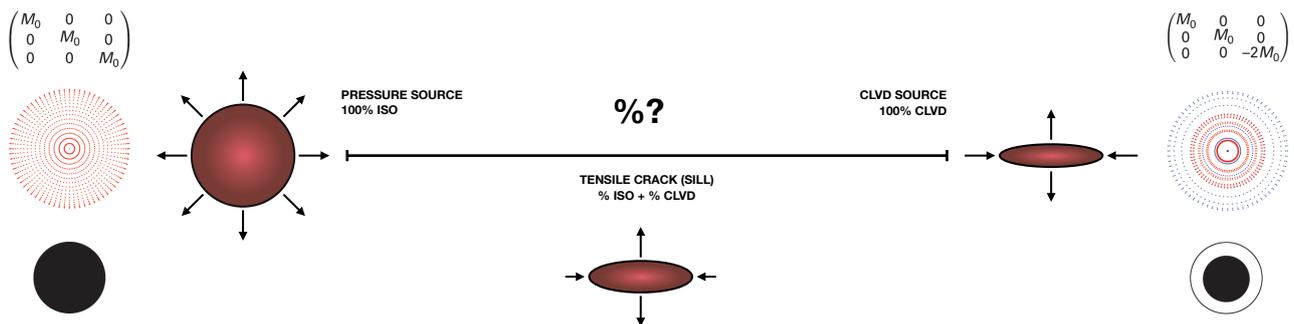


FIGURE 6.6 – Présentation schématique des trois types de source utilisés dans cette étude. Les deux extrêmes sont des mécanismes purs : le mécanisme 100% isotrope (ISO) et le mécanisme 100% déviatorique (CLVD). Les mécanismes aux foyers et les diagrammes de radiation associés sont représentés. Entre les deux extrêmes, il y a le mécanisme mixte de type fente de tension ou *tensile crack*, TC. Son pourcentage d'ISO et de CLVD dépend du modèle de vitesse. Le mécanisme TC est un mode I que l'on apparente en contexte volcanique à un *sill*, i.e., une lentille de magma.

Dans le cas des évènements VLF, la forme d'onde atypique est induite par un processus physique complexe dont la source ne peut s'expliquer par un mécanisme de type double-couple, DC, usuellement utilisé en sismologie pour simuler le champ de déplacement associé à une rupture le long d'un plan de faille. En se basant sur nos observations, nous avons décrit le rayonnement de la source des VLF comme étant isotrope et axi-symétrique [cf., Ch.5, S.5.1.]. Il existe plusieurs mécanismes valides pour reproduire un diagramme de rayonnement coïncidant avec les observations. Notre exploration se borne à deux cas limites : le mécanisme 100% isotrope, nommé ISO, et le mécanisme 100% déviatorique de type CLVD [*Compensated Linear Vector Dipole*] vertical. Entre les deux extrêmes, une proportion variable de la composante isotrope et déviatorique est explorée pour former un mécanisme mixte de type **fente de tension**, ou *tensile*

crack, abrégé en TC. Les différents mécanismes, leurs tenseurs de moment, leurs diagrammes de radiation et les représentations visuelles associées sont illustrés sur la [FIGURE 6.6](#). Les trois types de mécanismes sont connus pour ne produire aucune composante cisailante, i. e., pas de d'ondes S_H ni de Love [[Jost and Herrmann, 1989](#), [Dahm and Krüger, 2014](#), [Vavryčuk, 2015](#)].

Mécanisme 100% isotrope

Dans le cas d'un mécanisme 100% isotrope, les forces en action au niveau de la source et le champ de déplacement émis rayonnent de façon équivalente dans toutes les directions de l'espace. Le tenseur de moment d'un mécanisme 100% isotrope se définit par [[Jost and Herrmann, 1989](#), [Dahm and Krüger, 2014](#), [Vavryčuk, 2015](#)] :

$$\begin{bmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & M_0 & 0 \\ 0 & 0 & M_0 \end{bmatrix}$$

avec M_0 une des valeurs propres du tenseur de moment, ici égal au le moment sismique. Le mécanisme 100% isotrope s'interprète comme une source explosive lorsque les termes diagonaux du tenseur de moment sont positifs, et en source implosive lorsqu'ils sont négatifs. Le mécanisme est donc 100% volumétrique, ce qui induit qu'il y a un changement de volume non nul au niveau de la source.

Mécanisme 100% déviatorique (CLVD)

Le mécanisme de type CLVD [*Compensated Linear Vector Dipole*], dans notre cas 100% déviatorique, se retrouvent dans la littérature pour expliquer des signaux sismiques transitoires qui ne sont pas issus d'une rupture sur un plan de faille [[Knopoff and Randall, 1970](#), [Nettles and Ekström, 1998](#), [Duputel and Rivera, 2019](#), [Shuler et al., 2013](#), [Sipkin, 1986](#)]. La solution retrouvée par l'inversion des formes d'onde VLF à des distances télé-sismique, proposée par [Cesca et al. \[2020\]](#), est cohérente avec un mécanisme comprenant une proportion non négligeable de CLVD vertical. Le mécanisme de type CLVD se décompose en trois dislocations de type DC [[Vavryčuk, 2001, 2011, 2015](#), [Dahm and Krüger, 2014](#)], qui se compensent entre elles afin de produire un rayonnement isotrope sans variation de volume à la source. Dans le cas d'une grande longueur d'onde, son approximation en source ponctuelle est permise [Aki and Richards \[1980\]](#).

Afin de construire le mécanisme CLVD pour la simulation des signaux synthétiques avec Axitra, nous avons procédé à une décomposition du mécanisme CLVD [[Vavryčuk, 2001, 2011, 2015](#), [Dahm and Krüger, 2014](#)]. Une multitude de mécanismes aux orientations variables sont possibles pour reconstruire un CLVD, ici, nous avons utilisé deux DC : *dip-slip* et *strike-slip*, portant 1/3 et 2/3 de l'énergie respectivement. Une schématisation de cette décomposition est illustrée dans la [FIGURE 6.7](#).

La décomposition du tenseur de moment s'effectue, selon [Vavryčuk \[2015\]](#), par une compensation entre les composantes isotrope et déviatorique :

$$|C_{ISO}| + |C_{CLVD}| + C_{DC} = 1 \tag{6.7}$$

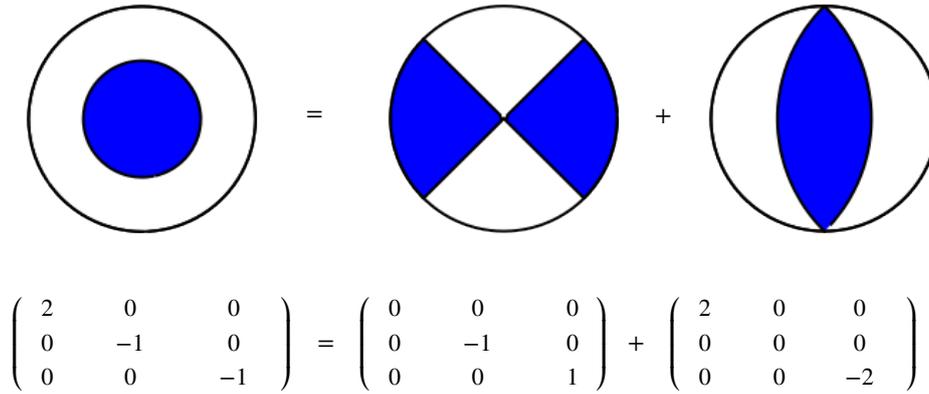


FIGURE 6.7 – Décomposition du tenseur de moment 100% déviatorique, ou CLVD, en deux tenseurs de type Double-Couple, DC. Le premier mécanisme représente une faille *strike-slip* dont l'orientation des angles est *strike* = 45, *dip* = 90, *rake* = 0 degrés. Le deuxième tenseur de moment, représentant 66.6% du tenseur, est une faille inverse. Les angles sont *strike* = 0, *dip* = 45, *rake* = 90 degrés. Une simplification des tenseurs de moment avec $M_0=1$ est présente sous chaque sphère focale correspondante.

avec C_{ISO} , C_{CLVD} et C_{DC} les facteurs d'échelles relatifs correspondant aux différentes proportions des composantes ISO, CLVD et DC. Pour produire un rayonnement équivalent à un mécanisme 100% déviatorique de type CLVD avec Axitra, nous considérons une contribution nulle de la composante volumétrique, soit $C_{ISO}=0$, [Eq.6.7]. L'orientation du mécanisme est considéré vertical, soit *strike* = 0, *dip* = 45, *rake* = 90 degrés [Fig.6.7]. Le signe du CLVD est positif, ce qui correspond à une compression au niveau de la source.

Mécanisme de fente de tension, *tensile crack*

Le *tensile crack* est un mécanisme qui induit un changement de volume par une ouverture en mode I, en partie compensé par le couple de forces opposées. Le mécanisme *tensile crack* respecte les pré-requis basés sur la caractérisation des signaux VLF en proposant un changement de volume qui reste en partie compensée à la source, tout en rayonnant de manière axi-symétrique. L'exploration du mécanisme *tensile crack* permet de considérer un niveau de complexité supérieur, il est donc plus réaliste.

Pour calculer les proportions des composantes isotrope et déviatorique C_{ISO} et C_{CLVD} , nous nous basons sur la décomposition proposé par Vavryčuk [2011, 2015].

$$\frac{C_{ISO}}{C_{CLVD}} = \frac{3}{4}\kappa + \frac{1}{2} \quad (6.8)$$

Le comportement du milieu peut se caractériser par κ , le module qui renseigne le comportement de la faille [Vavryčuk, 2001]. Dans cette étude, il est rapporté aux rapport des vitesses du milieu, v_P et v_S :

$$\kappa = \frac{\lambda}{\mu} = \left(\frac{v_P}{v_S}\right)^2 - 2 \quad (6.9)$$

avec les vitesses des ondes P, v_P , et des ondes S, v_S , définies par :

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (6.10)$$

$$v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (6.11)$$

avec μ , le module de cisaillement, λ le premier coefficient de Lamé et ρ la densité du milieu.

L'équation 6.8 devient alors :

$$\frac{C_{ISO}}{C_{CLVD}} = \frac{3}{4} \left(\frac{v_P}{v_S} \right)^2 - 1 \quad (6.12)$$

Les proportions des composantes ISO et CLVD sont donc dépendantes des vitesses du milieu, v_P et v_S et du rapport v_P/v_S , [Vavryčuk, 2011, 2015]. Nous calculons alors la proportion de composante CLVD, selon les équations 6.8 et 6.7 :

$$C_{CLVD} = \frac{4}{3} \left(\frac{v_S}{v_P} \right)^2 \quad (6.13)$$

Les vitesses du milieu ont donc une influence sur les rapports de proportion entre la composante isotrope et déviatorique. L'inter-dépendance qui subsiste entre le mécanisme et le milieu seront explorés en fonction des valeurs proposées par les différents modèles de vitesse régionaux [cf., Section suivante].

Afin de reproduire un mécanisme *tensile crack* dans Axitra, nous reprenons la décomposition proposée pour le CLVD [cf., Fig.6.7] auquel nous ajoutons la composante volumétrique.

6.1.3.3. Modèle de vitesse régionaux

Il est possible de définir dans Axitra des tables de vitesses correspondantes aux vitesses du milieu dans lequel le champ de déplacement produit à la source évolue. Pour simplifier l'exploration de la profondeur et du mécanisme, nous avons limité nos simulations à une propagation simple dans un milieu homogène à une dimension (1D) avec une surface libre, i. e., $Z_{surface} = 0$ km. Ainsi, le modèle de vitesse est limité à un couple de vitesse v_P et v_S pour les ondes P et S respectivement. Les gradients sont gardés constant à 300 et 100 respectivement, soit un milieu peu atténué. La densité est fixée à 2.7 g/cm³, soit une densité moyenne rencontrée dans la croûte océanique basaltique.

L'exploration des vitesses du milieu s'impose pour comprendre l'inter-dépendance entre le modèle de vitesse et les autres paramètres, e. g., le type de mécanisme, la profondeur. Selon la formule [cf., S.??, Eq.6.12, Vavryčuk [2015]], les proportions des composantes isotropes et déviatoriques sont dépendantes du milieu. Le choix des vitesses du milieu a une influence sur l'analyse de la propagation de la phase, particulièrement dans le cas des ondes de surface [Obermann et al., 2013].

Les vitesses des ondes P et S testées sont extraites des modèles de vitesse régionaux centrés autour de Mayotte [Fig.??] obtenus avec des approches différentes : la tomographie passive [Foix et al., 2021, Mazzullo et al., 2017], les fonctions récepteurs [Dofal, 2021], l'inversion des phases

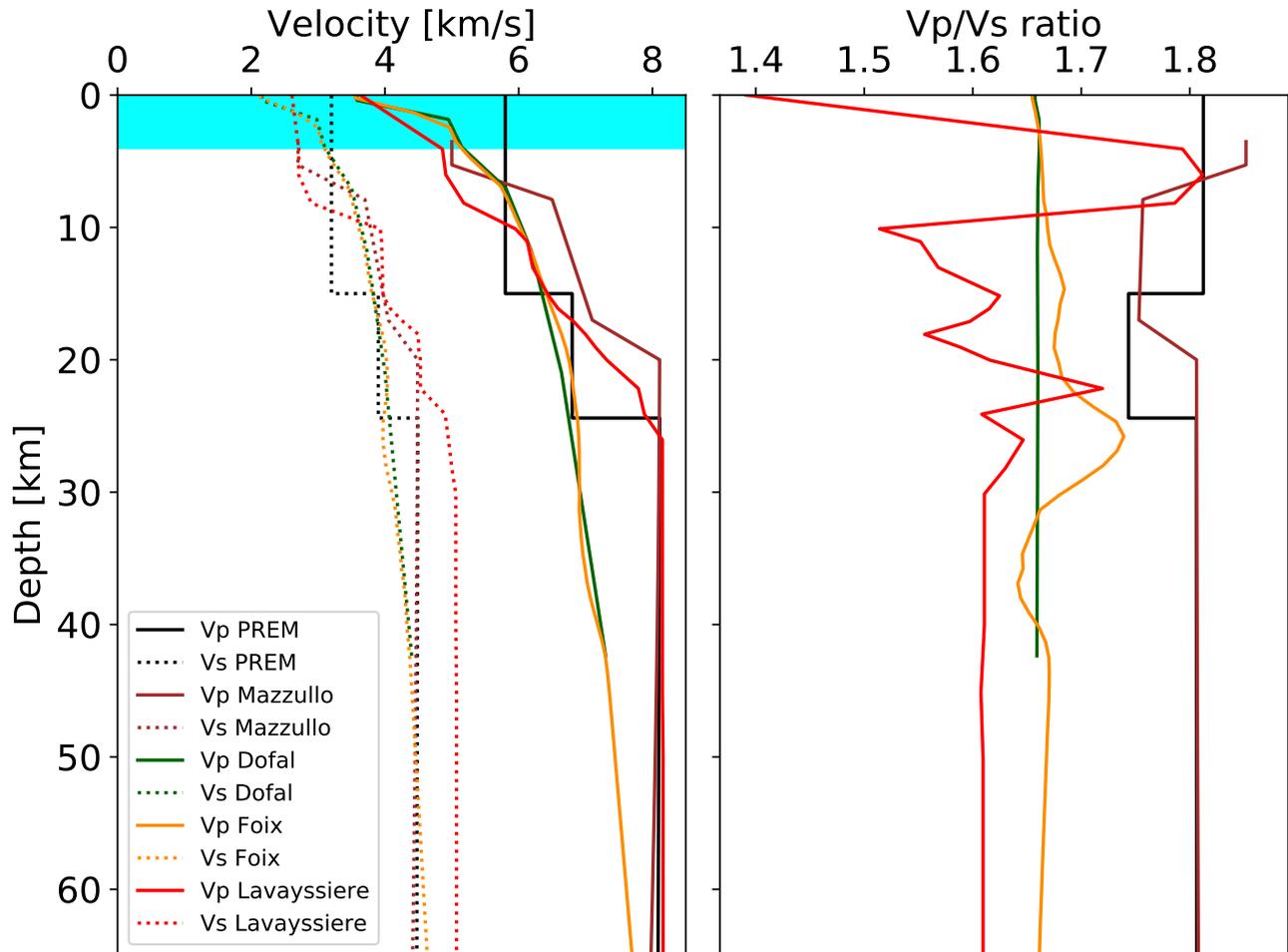


FIGURE 6.8 – Modèles de vitesses régionaux disponibles pour la zone de Mayotte issus de plusieurs études utilisant différentes techniques. **Gauche**) Profils de vitesses verticaux pour la zone de Mayotte Dofal [2021], Foix et al. [2021], Lavayssière et al. [2022], ou plus largement de l'archipel des Comores Mazzullo et al. [2017], et pour une Terre moyenné Dziewonski and Anderson [1981]. Les profils des vitesses des ondes P (v_P , lignes pleines) et des ondes S (v_S , lignes pointillées) sont représentés en fonction de la profondeur bornée à 60 km, limite supérieur de notre zone d'étude. **Droite**) Le rapport des vitesses, v_P/v_S , des ondes P et S en fonction de la profondeur. Les profils de vitesses sont homogènes malgré les différences de méthodes d'acquisition et de calcul. Les différences se notent dans le rapport des vitesses. Le MOHO, discontinuité rhéologique et sismique, n'est pas localisé à la même profondeur. Plus le rapport des vitesses est élevé, plus le milieu tend à être ductile.

des VT [Lavayssière et al., 2022, Saurel et al., 2021]. Ces études ont permis de produire des modèles régionaux, soulignant les hétérogénéités locales non visibles dans les modèles globaux, e.g., PREM [Dziewonski and Anderson, 1981]. Les fonctions récepteurs et la tomographie régionale sont mieux résolus pour les vitesses des ondes S que pour les ondes P. Les profils issus de la tomographie passive et des fonctions récepteurs sont limités en profondeur par la technique utilisée lors de leurs développements [Dofal, 2021, Foix et al., 2021]. La tomographie passive a été réalisée avec le catalogue de sismicité VT qui a aussi servi à l'inversion du modèle de vitesse [Lavayssière et al., 2022]. Les différentes techniques mettent l'accent différemment sur les phases nécessaires à leur construction, aussi les modèles de vitesses hautes fréquences sont limités dans leur exploitation pour une analyse très basse fréquence. La variabilité du modèle de vitesse régional en regard de l'approche utilisée pour le contraindre justifie aussi notre exploration. Rappelons cependant que le but de notre analyse n'est pas de calculer, ni de contraindre, le modèle de vitesse local.

Nous avons fait varier les vitesses des ondes P, v_P , dans un intervalle compris entre 5.5 km/s et 8 km/s [Tab.6.2]. Cette gamme de vitesses englobe les vitesses correspondantes à des profondeurs inférieures à 10 km, soit une vitesse crustale, et des profondeurs supérieures à 25 km, soit des vitesses mantelliques, [FIGURE 6.8]. Pour chaque v_P fixé, nous avons fait varier la vitesse des ondes S, v_S , entre 2.5 et 5 km/s avec un pas d'échantillonnage de 0.5 km/s. Ces valeurs englobent les vitesses entre 5 et 25 km de profondeur [FIGURE 6.8]. L'exploration systématique de la gamme de vitesses proposées dans la région de Mayotte explique les valeurs irréalistes de certain des v_P/v_S explorés, et résumés TABLE 6.2. Pour chaque couples $[v_P, v_S]$ renseignés dans la TABLE 6.2, les huit profondeurs de source : 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50 km sont testées. Le mécanisme de la source utilisé pour le test est 100% isotrope. Les résultats de cette exploration ne seront pas présentés ici. Ils ont permis, à profondeur fixe, d'explorer les différents couples de vitesse P et S. En conclusion, la vitesse de phase apparente des synthétiques est davantage sensible à la valeur de la vitesse de l'onde S. La faible influence de la vitesse des ondes P dans le milieu justifie que nous la gardions fixe pour la suite de notre analyse.

Les simulations des formes d'ondes sont effectuées pour différentes vitesses du milieu mais dans une gamme restreinte de v_P/v_S réalistes. Le couple de vitesses $v_P = 7$ km/s et $v_S = 5$ km/s pour un mécanisme 100% isotrope était le plus résolvant dans l'exploration des vitesses que nous avons précédemment réalisé. Il constitue le point de départ de la gamme explorée, avec le rapport v_P/v_S le plus faible. Nous avons testé les rapport de vitesse : 1.4, 1.5, 1.6, 1.7, 1.8 et 1.9, selon les différents modèles de vitesse régionaux Dofal [2021], Foix et al. [2021], Lavayssière et al. [2022], Mazzullo et al. [2017].

L'exploration du modèle de vitesse montre un lien de dépendance entre les vitesses du milieu et la profondeur de la source. L'influence des vitesses sera à prendre en compte lors de la présentation et de la discussion des résultats de la simulation.

6.1.3.4. Réseau de station local

La simulation des formes d'ondes synthétiques est réalisée pour la même géométrie de stations terrestres et marines que celui déployé au large de Mayotte. Un réseau de station identique

v_P [km/s]	v_S [km/s]	v_P/v_S
5.5	2.5	2.20
-	3.0	1.83
-	3.5	1.57
-	4.0	1.38
-	4.5	1.22
-	5.0	1.10
6.0	2.5	2.40
-	3.0	2.00
-	3.5	1.71
-	4.0	1.50
-	4.5	1.33
-	5.0	1.20
6.5	2.5	2.60
-	3.0	2.17
-	3.5	1.86
-	4.0	1.62
-	4.5	1.44
-	5.0	1.30
7.0	2.5	2.80
-	3.0	2.33
-	3.5	2.0
-	4.0	1.75
-	4.5	1.56
-	5.0	1.40
7.5	2.5	3.00
-	3.0	2.50
-	3.5	2.14
-	4.0	1.88
-	4.5	1.67
-	5.0	1.50
8.0	2.5	3.20
-	3.0	2.67
-	3.5	2.29
-	4.0	2.00
-	4.5	1.78
-	5.0	1.60

TABLE 6.2 – Tableau des couples de vitesses des ondes P, v_P et des ondes S, v_S , testés lors de la simulation des synthétiques. Le but est de trouver le meilleur couple de vitesse pour la reproduction des observations produites pour les événements VLF du catalogue [ch.5]. L'exploration des vitesses avec une source 100% isotrope s'est révélée peu concluante. Il existe une forte dépendance entre la vitesse apparente de la propagation de la phase des signaux VLF synthétiques et la vitesse des ondes S.

V_p/V_s	V_p [km/s]	V_s [km/s]	C_{ISO} [%]	C_{CLVD} [%]
1.4	7.00	5.00	32	68
1.5	7.00	4.67	41	59
1.6	7.00	4.38	48	52
1.7	7.00	4.12	54	46
1.8	7.00	3.89	59	41
1.9	7.00	3.68	63	37

TABLE 6.3 – Exploration des vitesses du milieu (ondes P et S) selon un rapport de vitesse, v_p/v_s , réaliste. Le choix des rapports s’appuie sur les valeurs des rapports issus de la tomographie passive locale [Foix et al., 2021] et du modèle de vitesse local [Lavayssière et al., 2022]. Les rapports des vitesses sont régis par les propriétés du milieu Plus le rapport est élevé, plus le milieu est possiblement fracturé, poreux ou saturé en gaz et/ou fluides [Foix et al., 2021].

nous permettra de reproduire les analyses conduites dans le chapitre 5 avec les signaux synthétiques, afin d’estimer la vitesse de phase apparente et la polarisation dans le plan vertical (non présentée). Nous avons utilisé la géométrie de réseau du déploiement MAYOBS1 (24 Février - 10 Avril 2019, Feuillet [2019], FIGURE 6.9 et FIGURE 5.1), comprenant six stations marines et quatre stations terrestres, pour un total de onze stations. À ce déploiement, nous avons ajouté la station MOC^* , située à ~ 1.7 km de l’épicentre moyen des VLF [Fig.6.9], pour laquelle nous avons utilisé les coordonnées de la station MOCA déployée lors de MAYOBS2 (11 Avril - 11 Juin 2019, Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al. [2021]). Les stations sont représentées sur la FIGURE 6.9, sur laquelle les stations sont renommées en utilisant un code à trois chiffres, allant de 1 à 11. La correspondance code - station est résumée dans la TABLE 6.4.

Nom de la station	Code de la station
PMZI	001
MOC^*	002
MONO	003
MOCE	004
MOSO	005
MCHI	006
MONN	007
KNKL	008
MTSB	009
MONE	010
MOSE	011

TABLE 6.4 – Tableau des équivalences entre le nom de la station et le code de la station utilisé lors de la reproduction du réseau de station pour la création des signaux synthétiques.

Comme dans le chapitre 5 il est nécessaire de définir une station de référence pour conduire l’inter-corrélation des signaux nécessaire à l’obtention du délai relatif et du signe de la phase. La station de référence dans le cas synthétique devient 001, ce qui correspond à la station PMZI.

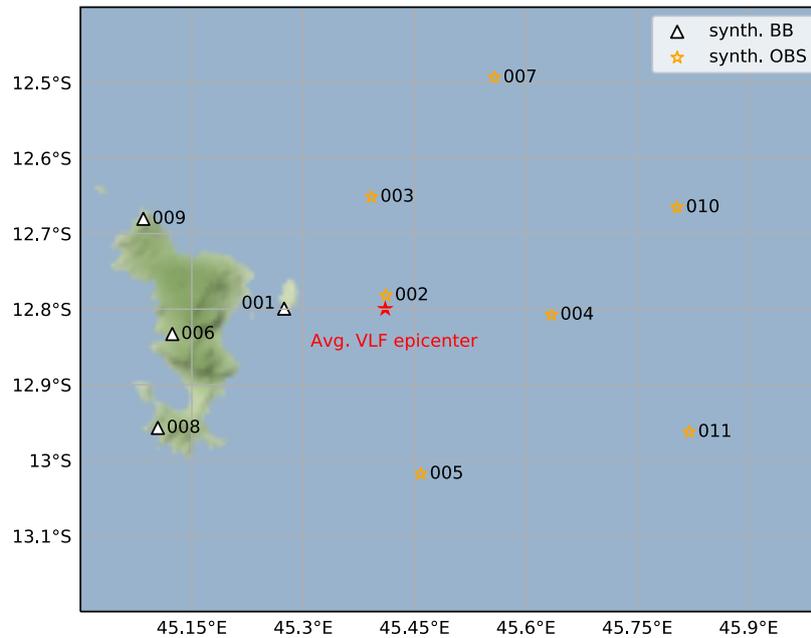


FIGURE 6.9 – Carte du réseau de stations utilisé pour la création du signal et l’analyse de la propagation des VLF synthétiques. Le réseau reconstruit comprend le réseau permanent large-bande (BB) terrestre et les stations en mer (OBH) déployées lors de MAYOBS1 (24 Février - 10 Avril 2019, [Feuillet \[2019\]](#)), ainsi que la station épiscopale (MOC^* ou 002) du déploiement de MAYOBS2 [[RINNERT et al., 2019](#)].

6.2. Simulation de la vitesse de phase apparente

A l’aide des méthodes employées pour caractériser le développement des formes d’ondes au sein du réseau de stations [cf., [Chap.5](#)], nous présentons ici les résultats préliminaires de ces mêmes méthodes appliquées aux formes d’onde synthétiques. Il est présenté dans ce chapitre les résultats de la comparaison réels-synthétiques pour l’analyse de la vitesse de phase apparente uniquement. Ces résultats sont présentés pour les trois types de mécanisme de source dont le rayonnement est isotrope et/ou axi-symétrique (i. e., ISO, CLVD et TC, [FIGURE 6.6](#)), les huit profondeurs et les six modèles de vitesse (à v_P fixe, [TABLE 6.3](#)) explorés. La comparaison entre les mesures réelles des délais relatifs effectuées sur les formes d’ondes de plus de 290 VLF et les mesures sur les synthétiques est présentée sur les [FIGURE 6.10](#), [FIGURE 6.11](#) et [FIGURE 6.12](#), puis résumée dans les matrices [FIGURE 6.16](#), selon la valeur du RMS. Le choix du meilleur modèle parmi les 144 qui ont été simulés, [FIGURE 6.17](#), nous renseigne alors sur le mécanisme et la profondeur de la source des VLF, que nous cherchons à contraindre.

6.2.1. Modélisation de la vitesse de phase apparente

La polarité de la phase P peut se mesurer par corrélation des formes d’onde. Une inversion de la polarité s’apparente dans notre cas à un changement de signe du coefficient de corrélation (CC). Ainsi, une corrélation en opposition de phase correspond à une inversion de la polarité lors du développement de la phase avec la distance. L’inversion de signe est liée au mécanisme, i.e., au diagramme de rayonnement de la source. Elle se produit lors d’un passage d’un plan nodal lié spatialement à la localisation de la source en profondeur. Nous n’en avons pas observé

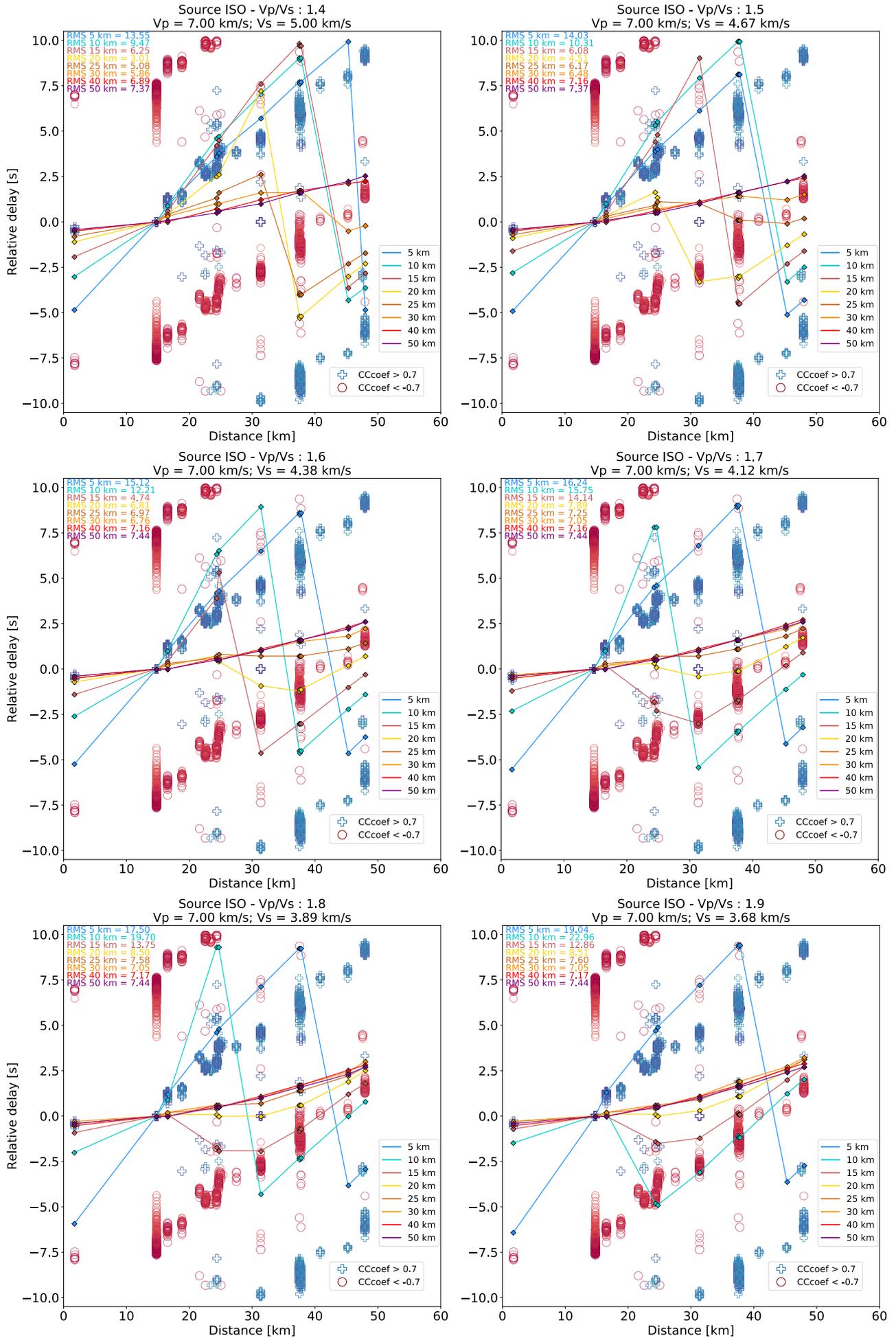
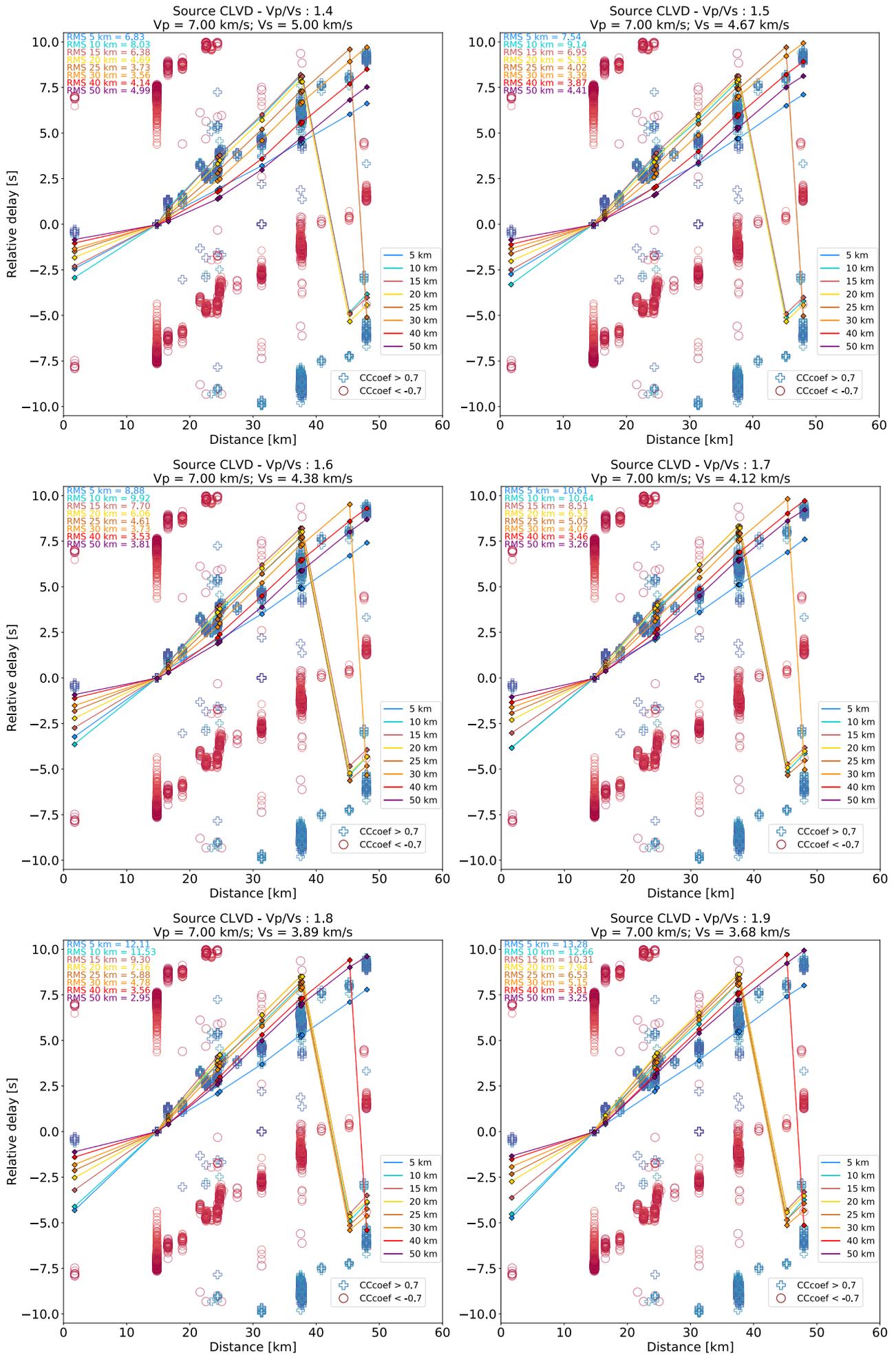


FIGURE 6.10 – Voir *caption* 6.13.

FIGURE 6.11 – Voir *caption* 6.14.

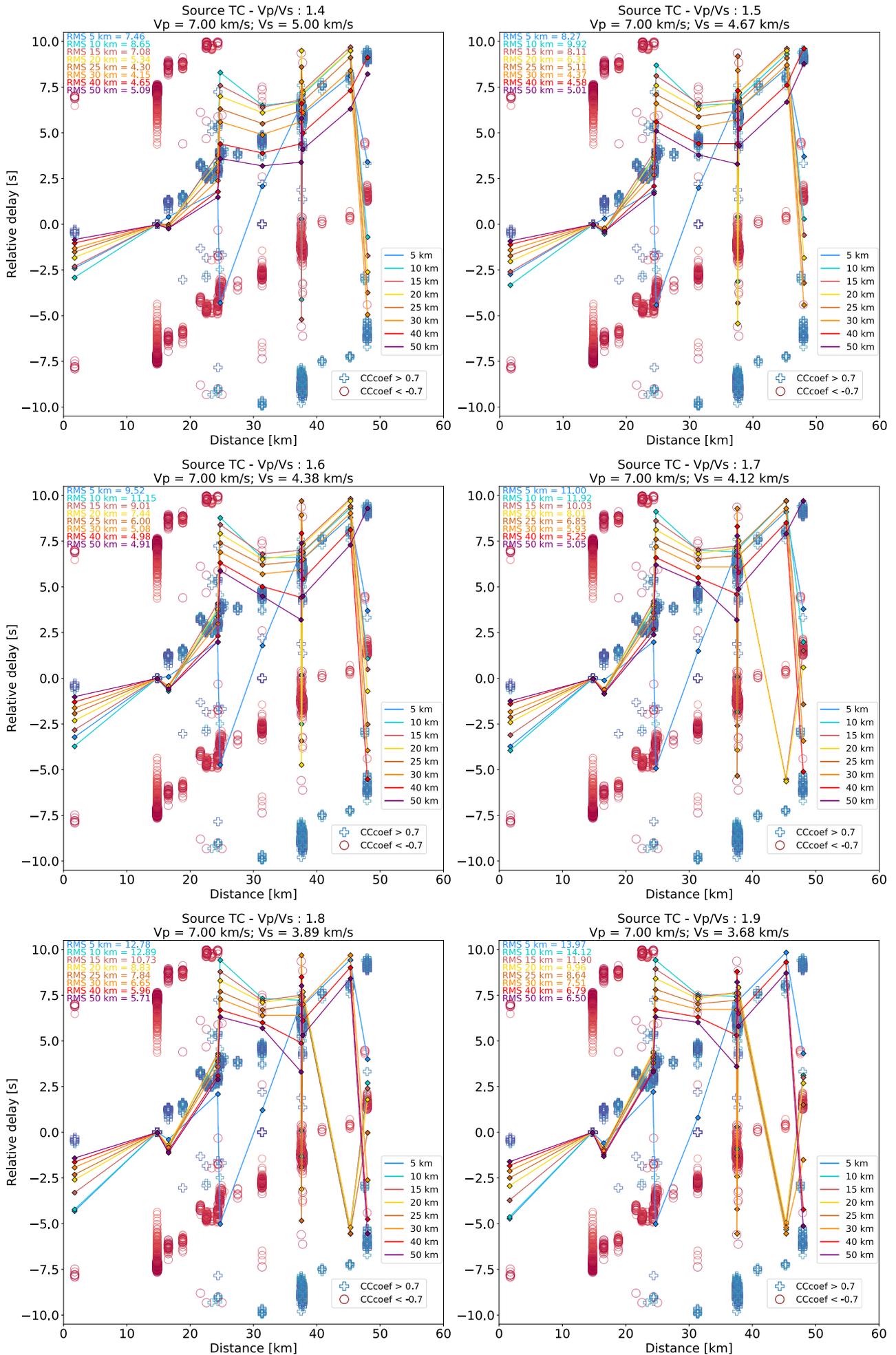


FIGURE 6.12 – Voir *caption* 6.15.

FIGURE 6.13 – Comparaison des délais relatifs en fonction de la distance épacentrale, i.e., vitesse de phase apparente, et du coefficient de corrélation, CC mesurés [cf., Chap.5] et modélisés avec un mécanisme 100% isotrope (ISO). Les données réelles sont représentées par des croix bleues pour les maxima positifs et des ronds rouges pour les maxima négatifs. La station de référence est PMZI, localisée sur Petite Terre à ~ 14.78 km de l'épicentre moyen des VLF. Les données simulées ont suivi le même processus (inter-corrélation des formes d'onde) et sont représentées par les losanges colorés en fonction de la profondeur. Huit profondeurs de source : 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50 km (couleurs) et six modèles de vitesses ont été testées : 1.4, 1.5, 1.6, 1.7, 1.8, 1.9 [TABLE 6.3].

FIGURE 6.14 – Comparaison des délais relatifs en fonction de la distance épacentrale, i.e., vitesse de phase apparente, et du coefficient de corrélation, CC mesurés [cf., Chap.5] et modélisés avec un mécanisme 100% déviatorique (CLVD). Les données réelles sont représentées par des croix bleues pour les maxima positifs et des ronds rouges pour les maxima négatifs. La station de référence est PMZI, localisée sur Petite Terre à ~ 14.78 km de l'épicentre moyen des VLF. Les données simulées ont suivi le même processus (inter-corrélation des formes d'onde) et sont présentées par les losanges colorés en fonction de la profondeur. Huit profondeurs de source : 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50 km (couleurs) et six modèles de vitesses ont été testées : 1.4, 1.5, 1.6, 1.7, 1.8, 1.9 [TABLE 6.3]. Le mécanisme de source est 100% déviatorique (CLVD).

pour les évènements VLF du catalogue, ce qui implique un mécanisme au rayonnement axi-symétrique [cf., chapitre ??], (« plus » bleus sur les FIGURE 6.10, FIGURE 6.11 et FIGURE 6.12).

Par la comparaison des formes d'onde des VLF et celles modélisées, nous regardons les effets induits des mécanismes et des profondeurs testés sur l'évolution de la vitesse de phase apparente en fonction de la distance épacentrale au sein du réseau local.

Les mécanismes de source ISO et TC montre un effet de *wrapping*, i. e., l'augmentation linéaire des délais en fonction de la distance épacentrale est limitée par les 10 s de la fenêtre d'inter-corrélation. Alors, la progression du délai linéaire en fonction de la distance s'associe à un coefficient maximal lui aussi négatif (« ronds » rouges sur les FIGURE 6.10, FIGURE 6.11 et FIGURE 6.12). Cette observation n'indique pas forcément que le mécanisme développe une inversion de la polarité mais que la vitesse de phase apparente est trop lente par rapport aux observations qui sont incluent dans les 10 s de fenêtre glissante d'inter-corrélation.

Dans le cas du mécanisme 100% isotrope, ISO, cela se produit pour des sources de profondeurs superficielles ($Z \sim 5-10$ km) à intermédiaires ($15 \text{ km} < Z < 25$ km). L'effet de *wrapping* s'opère après ~ 30 km de distance épacentrale [FIGURE 6.10]. Les délais relatifs mesurés avec les synthétiques simulés avec un mécanisme de source de type *tensile crack*, TC, subit, lui aussi, l'effet du *wrapping* pour des distances épacentrales supérieures à ~ 40 km. Une exception réside pour la profondeur de source simulée à 5 km, où une inversion de la polarité est observée [FIGURE 6.12].

Le mécanisme de source 100% isotrope

Les modèles explorés pour différents couples de vitesse du milieu, inspirés des modèles de

FIGURE 6.15 – *Caption* de la FIGURE 6.12. Comparaison des délais relatifs en fonction de la distance épacentrale, i.e., vitesse de phase apparente, et du coefficient de corrélation, CC mesurés [cf., Chap.5] et modélisés avec un mécanisme de type *tensile crack* (TC). Les données réelles sont représentées par des croix bleues pour les maxima positifs et des ronds rouges pour les maxima négatifs. La station de référence est PMZI, localisée sur Petite Terre à ~ 14.78 km de l'épicentre moyen des VLF. Les données simulées ont suivi le même processus (inter-corrélation des formes d'onde) et sont représentées par les losanges colorés en fonction de la profondeur. Huit profondeurs de source : 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50 km (couleurs) et six modèles de vitesses ont été testés : 1.4, 1.5, 1.6, 1.7, 1.8, 1.9 [TABLE 6.3]. Le mécanisme de source, TC, est mixte, selon une proportion variable de composante isotrope et déviatorique [cf., Eq.6.13].

vitesses locaux et régionaux, montrent une « fourche » qui se dessine autour de la donnée réelle [FIGURE 6.10]. Il est constaté à travers ce motif que la source ISO ne montre que deux tendances possibles : l'une est plus lente et l'autre est plus rapide que la vitesse de phase apparente observée (« plus » bleus sur les FIGURE 6.10, FIGURE 6.11 et FIGURE 6.12). Aucune profondeur ne reproduit la vitesse de phase apparente observée pour les signaux VLF.

Les profondeurs de source qui produisent des vitesses de phase apparentes « trop » lentes sont plutôt superficielles et inversement pour les sources profondes [FIGURE 6.10]. Lorsque que le rapport des vitesses du milieu, v_P/v_S , augmente, le comportement des synthétiques tend à s'homogénéiser selon une vitesse de phase apparente rapide. En effet, pour des profondeurs $Z > 15-20$ km et des $v_P/v_S > 1.6$, la pente est faible, i. e., la vitesse de phase apparente est rapide [FIGURE 6.10]. L'onde est perçue de façon quasi-simultanée par le réseau. Par un calcul simple, $\Delta t = \sim 1.5$ s, $\Delta d = 45$ km, $v_a > 30$ km/s.

La valeur du RMS, calculée selon l'équation 6.6, est faible pour des profondeurs intermédiaires $Z \sim 20-30$ km dans un milieu où le v_P/v_S est faible, à savoir inférieur à 1.6. Ce résultat est fortement influencé par le délai relatif MOC^* -PMZI, délai entre la station « épacentrale » (~ 1.7 km) et la station de référence (~ 14.78 km). En effet, la dispersion de la mesure du couple MOC^* -PMZI est faible (FIGURE 6.10, en bleu), ce qui la rend contraignante dans la comparaison des modèles avec les mesures réelles. Ainsi, une profondeur de source élevée ($Z > 20$ km), qui simule une vitesse de phase apparente rapide, minimise le délai relatif MOC^* -PMZI [FIGURE 6.10].

Le mécanisme de source 100% déviatorique

La vitesse apparente de la phase des données simulées avec le mécanisme de source CLVD s'ajuste au mieux aux observations. L'effet du *wrapping* est toujours présent pour les distances épacentrales supérieures à ~ 40 km et pour des profondeurs de source superficielle à intermédiaire. Ce qui induit que la vitesse de phase apparente simulée est trop lente pour se restreindre à l'inter-corrélation avec une fenêtre glissante de 10 s. L'effet s'accroît lorsque que les rapports des vitesses du milieu augmentent. En effet, plus la célérité des ondes S augmente, i. e., dans notre cas d'étude le rapport des vitesses augmente, plus la vitesse de phase apparente est lente. Cette tendance est observée pour toutes les profondeurs à l'exception de la plus superficielle, $Z = 5$ km [FIGURE 6.11].

Cependant, avec un mécanisme de type purement CLVD vertical, il devient difficile de discriminer les modèles car l'évolution des délais relatifs en fonction de la distance épacentrales est similaire quelque soit les profondeurs de source et les rapports des vitesses du milieu, v_P/v_S . Alors, l'ajustement du délai MOC^* -PMZI devient discriminant. En effet, les mécanisme purement CLVD vertical semble pouvoir reproduire le double régime observé dans les données réelles où l'évolution des délais relatifs n'est linéaire qu'après ~ 15 km de distance épacentrale, et quasi-simultanée pour la distance MOC^* -PMZI. Cette observation n'était pas reproduite dans le cas du mécanisme 100% isotrope. De plus, les délais MOC^* -PMZI augmentent lorsque le v_P/v_S augmente, surtout pour des profondeurs de source superficielles ($Z \sim 5-15$ km) [FIGURE 6.11]. Ainsi, cohérent avec les observations décrites précédemment, la valeur du RMS est minime pour des grandes profondeurs $Z \sim 40-50$ km. . Le délai relatif MOC^* -PMZI étant contraignant, les modèles avec une profondeur de source superficielle et/ou intermédiaire sont écartés.

Le mécanisme de source mixte : le *tensile crack*

Au premier ordre, le mécanisme TC ne semble pas reproduire les observations. Or, ce dernier enregistre un comportement mixte cohérent avec sa construction. Il est observé une séparation de la vitesse de phase apparente simulée en deux régimes, avant et après ~ 15 km de distance épacentrale pour des profondeurs de source, $Z \sim 40-50$ km, [FIGURE 6.12], associés à sa proportion de composante CLVD. Cependant, les ruptures abruptes que présente le mécanisme TC lors de l'évolution du délai relatif en fonction de la distance épacentrale ne sont que l'accentuation de variations de second ordre [FIGURE 6.12], peu discutés chapitre ??, dans le développement de la vitesse de phase apparente au regard de la vitesse.

Sur la FIGURE 6.16 sont représentés les RMS en fonction de la profondeur de source et de la vitesse des ondes S, v_S qui fait varier le rapport des vitesses du milieu v_P/v_S avec une v_P fixe (7 km/s). En comparant les résultats pour les trois mécanismes de source explorés, il est constaté que les profondeurs superficielles ne s'ajustent pas aux données car le RMS est élevé. Les modèles qui se rapprochent des observations correspondent à des profondeurs de source intermédiaire à profonde, $Z \sim 30-50$ km, et à un v_P/v_S inférieur à 1.6.

Le mécanisme de source CLVD reproduit au mieux les observations et permet une exploration plus grande des rapports des vitesses du milieu. La valeur du RMS diminue lorsque v_P/v_S augmente, soit lorsque v_S diminue. De même, lorsque v_P/v_S augmente, la profondeur de source qui minimise le RMS augmente aussi [FIGURE 6.16]. Plus les vitesses du milieu sont ralenties, plus une profondeur de source grande est nécessaire pour reproduire les délais relatifs MOC^* -PMZI.

Afin de proposer un modèle cohérent avec nos observations, en nous appuyant sur ces résultats préliminaires, nous avons comparé le RMS minimal pour chaque type de source en fonction des vitesses du milieu, comme illustré par la FIGURE 6.17. Le mécanisme de source ISO enre-

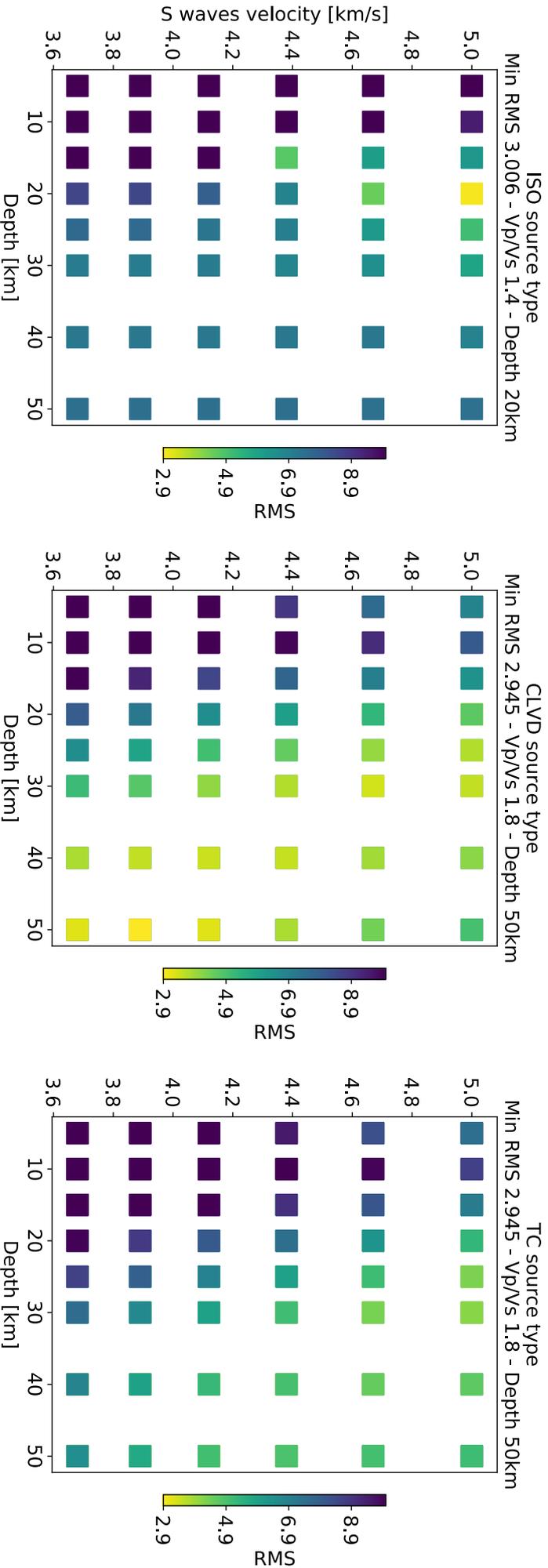


FIGURE 6.16 – Matrice des RMS des différents v_P/v_S en fonction de la profondeur pour les trois mécanismes de source explorés : 100% isotrope (ISO, **Gauche**), 100% déviatorique (CLVD, **Centre**), mixte (TC, **Droite**). Les matrices représentent la valeur RMS, calculée selon l'équation 6.6, des différents modèles selon la vitesse des ondes S qui compose le rapport v_P/v_S avec une v_P fixe à 7 km/s. Pour chaque source, la profondeur de source du modèle qui se corréle au mieux aux données réelles (RMS faible, en jaune) est 20 et 50 km pour les sources ISO, CLVD et TC respectivement. Le mécanisme CLVD simulés à différentes profondeurs minimise le RMS, il reproduit aux mieux nos observations.

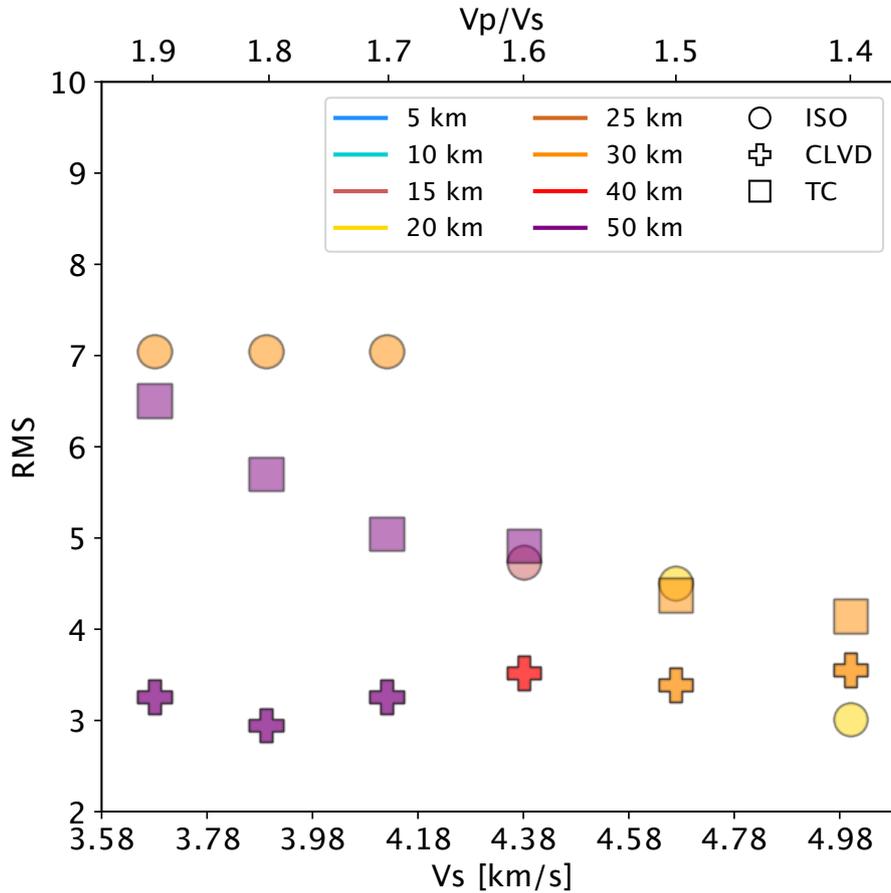


FIGURE 6.17 – Mécanismes et profondeurs de source qui minimisent le RMS pour chaque couple de vitesses v_P et v_S (en abscisse) et le v_P/v_S associé (axe haut), v_P fixe à 7 km/s. Les trois mécanismes de source explorés, 100% isotrope ISO (cercle), 100% déviatorique CLVD (croix) et mixte TC (carré) sont comparés. La profondeur qui minimise le RMS est mis en évidence par la couleur du symbole associé au type de mécanisme. Le mécanisme de source CLVD minimise le RMS, pour des profondeurs grandes $Z \sim 30-50$ km. Seule la source ISO permet d’atteindre des profondeurs de source intermédiaires $Z \sim 20$ km. Les trois mécanismes de source convergent vers une profondeur $Z \sim 20-30$ km lorsque la vitesse des ondes S est élevée, et que le rapport des vitesses v_P/v_S associé est faible. Suivant les v_P/v_S présents dans les modèles de vitesse [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022], et de la cohérence après les profondeurs de source, le choix du meilleur modèle est restreint à $1.6 < v_P/v_S < 1.8$, soit $Z \sim 30-50$ km.

giste les plus grandes valeurs de RMS, les observations sont les moins bien reproduites par les synthétiques. Le mécanisme de source ISO minimise le RMS à $Z = 20-30$ km [FIGURE 6.17]. Le mécanisme de source TC minimise le RMS à $Z = 30$ km, puis montre la même évolution que le mécanisme de source ISO, où la profondeur de source, le rapport des vitesses du milieu et la valeur du RMS augmentent conjointement [FIGURE 6.17]. Cependant, le constat global est identique : les profondeurs de source augmentent avec le rapport des vitesses du milieu [FIGURE 6.17]. Il n’y a que le mécanisme de source CLVD qui enregistre un RMS qui reste minimal au regard des autres mécanismes de source explorés. De plus, ce dernier montre des RMS faiblissant lorsque le rapport des vitesses du milieu augmente. Enfin, la solution qui minimise la valeur du RMS converge vers un mécanisme de type 100% déviatorique, CLVD, pour une profondeur de source de 50 km et des vitesses de milieu à $v_P/v_S = 1.8$ [FIGURE 6.17].

6.3. Discussion

6.3.1. Sensibilité au type de mécanisme de source

Le mécanisme de source 100% isotrope ne permet pas de reproduire la vitesse de phase apparente portée par les signaux VLF. Elle ne peut reproduire qu'un même régime qui conditionne l'évolution du délai en fonction de la distance épacentrale selon une augmentation linéaire depuis l'épicentre jusqu'à plus de 50 km de la source. Cependant, la vitesse de phase apparente modélisée est « trop » rapide en comparaison avec les données réelles ($v_a = 3.9$ km/s). Une vitesse apparente plus lente correspond à un mécanisme de source qui favorise le développement des ondes de surfaces.

C'est par ailleurs ce qui est observée pour les mécanismes CLVD et TC, où la profondeur de source 5 km n'est pas soumise au même régime. Il est probable qu'une profondeur extrêmement superficielle favorise le développement des ondes de surfaces, plus lentes.

L'évolution des délais relatifs modélisée par un mécanisme de source TC combine les comportements des mécanismes ISO et CLVD. Ceci est cohérent avec la méthode de création que nous avons employée. Selon l'équation 6.13, les proportions des composantes ISO et CLVD qui se combinent pour former le mécanisme TC. De plus, elles sont dépendantes du rapport des vitesses du milieu. Comme résumé dans la TABLE 6.3, plus le v_P/v_S augmente, plus la proportion de CLVD diminue et la proportion d'ISO augmente. Ce qui a pour effet de ralentir et de défavoriser les profondeurs de sources superficielles à intermédiaires ($Z \sim 5-30$ km).

Le mécanisme CLVD et TC reproduisent les deux régimes observés pour la vitesse de phase apparente des signaux VLF à ~ 15 s. Le mécanisme TC intègre un degré de complexité supplémentaire qui devra être ajustée selon les proportions d'ISO et de CLVD que nous avons estimé ici uniquement en lien avec le rapport des vitesses du milieu. En effet, l'ajustement de plus petites variations, i. e., de second ordre, dans l'évolution de la vitesse de phase pourrait s'avérer très résolvant.

Enfin, ces observations sont relatives à la référence, ici la station PMZI, située à ~ 15 km de distance épacentrale. Le développement du champ d'onde dans les premiers kilomètres s'observe dans les délais relatifs MOC^* -PMZI. Le mécanisme de source 100% isotrope modélise des délais relatifs MOC^* -PMZI cohérents avec les observations lorsque les profondeurs de source sont grandes. Le champ d'onde est alors perçu de façon quasi-équivalente par tous les capteurs du réseau. La vitesse de phase apparente relative qui sépare PMZI et MOSE pour un mécanisme ISO et une profondeur $Z > 40$ km équivaut à $v_a = 30$ km/s (cf., section précédente). La vitesse est supérieure à la vitesse de phase apparente mesurée sur les données réelles, où $v_a = 26$ km/s entre MOC^* et PMZI. Le mécanisme 100% isotrope ne se corrèle pas avec l'évolution des délais relatifs observés, ni avec la physique des signaux VLF pour lesquels une variation de volume à la source n'a pas été ni observée, ni quantifiée.

6.3.2. Sensibilité aux vitesses du milieu

Les variations de vitesses v_P ou v_S soulignent des discontinuités sismologiques et possiblement rhéologiques, provenant d'un milieu à couches complexes [Fig.6.8]. Notre cas d'étude simule des sismogrammes dans un espace homogène 1D élastique avec des gradients faibles, soit un milieu simple et peu réaliste ne prenant pas en compte les structures géologiques et les hétérogénéités du milieu.

Les rapports de vitesses explorés sont compris entre 1.4 et 1.9 et sont issus des différents modèles de vitesse régionaux [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Mazzullo et al., 2017]. Notons qu'un rapport de vitesses faible, e. g., $v_P/v_S = 1.4$, se traduit par une rhéologie du milieu facturé [Vavryčuk, 2011, Fojtíková et al., 2010] ou saturé en fluides [Foix et al., 2021]. Le v_P/v_S de la région de Mayotte est d'en moyenne 1.66 [Saurel et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Dofal, 2021, Foix et al., 2021]. Certaines anomalies sont présentes localement, augmentant le v_P/v_S à 1.8, signalant la présence de fluides en profondeur, attribuée à la présence de fusion partielle, de *mush* ou de zones de stockage magmatique [Foix et al., 2021].

Les solutions qui minimisent le RMS enregistre un rapport des vitesses élevées, soit une vitesses des ondes S $v_S < 4.5$ km/s. Cela souligne qu'une meilleure correspondance de la vitesse de phase apparente modélisée et observée se fait pour des milieu où les ondes S sont ralenties, ce qui est cohérent avec un contexte où les fluides sont présents et/ou que les températures sont plus élevées. Ces observations sont cohérentes avec un environnement de *mush*, comme cela a été souligné dans l'essai Proximal sous le Fer à Cheval [Dofal, 2021, Foix et al., 2021].

6.3.3. Mécanisme de la source des signaux basses fréquences

Les trois types de mécanisme : ISO, CLVD et TC, produisent un rayonnement isotrope et axi-symétrique. Les mécanismes ISO et TC intègrent une composante volumétrique non-nulle, soit une variation du volume au niveau de la source. Le mécanisme 100% isotrope favorise le développement des ondes de surface et est plus cohérent avec des profondeurs superficielles, voir intermédiaires. Le mécanisme 100% déviatorique, CLVD, plus réaliste et sans variation de volume à la source se corrèle le mieux aux données. Le mécanisme mixte, TC, composé de proportions variables d'ISO et de CLVD, a un rayonnement plus complexe qui produit un degrés de complexité, et donc de réalisme, supérieur. Cependant, sa composante volumétrique non-négligeable reste à être ajustée à la mécanique de la source des signaux VLF, jusque là, non observées dans les données réelles.

Dans le cas des événements VLF, la forme d'onde atypique est produite par un processus physique complexe dont la source ne peut pas s'expliquer par un mécanisme de type double-couple, DC, usuellement utilisé dans le cas de rupture le long d'un plan de faille. De plus, la haute similarité des formes d'onde des VLF a été interprétée comme une des propriétés du diagramme de rayonnement, soit du type de mécanisme à la source.

Le mécanisme purement isotrope a été utilisé par Bhattacharya et al. [2020] pour modéliser le mécanisme de la forme d'onde télé-sismique des signaux VLF. La profondeur retrouvée est

superficielle, $Z = 15$ km. Nos modélisation sont cohérentes avec ce résultat où le mécanisme purement isotrope favorise les profondeur de source superficielle. Cela s'explique par leur proportion a développer des ondes de surface, ce qui dans le cas des signaux VLF semble dominer le signal sismique. Un aspect accentuer lorsqu'on les observe à des distances télé-sismique. L'interprétation donnée par [Bhattacharya et al. \[2020\]](#) aux résultats de sa modélisation était une sphère de ~ 5 km de diamètre, soit un réservoir magmatique superficielle en résonance.

Le mécanisme de type CLVD a d'abord été introduit pour expliquer les signaux sismiques associés aux transitions de phase lors de la cristallisation des magmas [[Knopoff and Randall, 1970](#)]. Il a depuis été inventorié de manière associée dans 70% des cas à des signaux sismiques liés à un contexte volcanique d'arc, et dans 30% des cas à un volcanisme intra-plaque présentant des caractéristiques « anormales », e. g., une durée caractéristique de source longue impliquant des fluides [[Shuler et al., 2013](#), [Sipkin, 1986](#)] et/ou un système de faille à géométrie complexe comme les *ring fault* [[Shuler et al., 2013](#)] ou encore lié à un épisode d'effondrement de caldeira [[Nettles and Ekström, 1998](#), [Duputel and Rivera, 2019](#)].

Selon [Nikkhoo et al. \[2016\]](#), le CLVD est inclus dans les mécanismes dit CDM [*Compound Dislocation Model*] qui accommodent des déformations de sources planaires, sans changement de volume, comprenant un rapport aspect d'au moins 1/2. Ce type de mécanisme permet d'expliquer la déformation produite par des sources superficielles de type *dyke* ou *sill*, mais aussi des sources à géométries variables et profondes, incluant les sources sphériques et elliptiques comme des réservoirs magmatiques [[Nikkhoo et al., 2016](#)].

De plus, le mécanisme de type CLVD est cohérent avec la solution issue de l'inversion des données à distance télé-sismique réalisée par [Cesca et al. \[2020\]](#), qui mentionnait un crack horizontal légèrement incliné vers l'ouest contenant une composante CLVD verticale non-nulle. Le mécanisme issu de l'inversion des formes d'onde télé-sismiques est cohérent avec l'inversion des données GNSS, dont le *moment centroid* se co-localise avec les évènements VLF [[Cesca et al., 2020](#)].

Il est constaté toutefois que les processus volcaniques impliquent aussi un changement de volume, e. g. lors de glissements lents le long de *ring faults*, de transferts de fluides entre deux réservoirs, de l'ouverture/fermeture de *crack* avec ou sans présence de fluides [[Shuler et al., 2013](#), [Vavryčuk, 2015](#), [Julian et al., 1998](#)]. Lors de l'effondrement du cratère sommital et de l'éruption latérale au Piton de la Fournaise en 2007, le mécanisme 100% CLVD n'a pas permis la modélisation complète de la forme d'onde des signaux sismiques VLP, et l'ajout d'une composante volumétrique isotrope a été nécessaire [[Duputel and Rivera, 2019](#)]. Or, le mécanisme de source *tensile crack* selon les proportions de composantes isotropes et déviatoriques (%ISO + % CLVD) avec lesquelles nous l'avons construit, accentuait les faibles variations de la vitesse de phase apparente observées avec les signaux VLF. Nous avons préféré le mécanisme CLVD, mais une recherche approfondi des proportions adéquates pourra se révéler favorable aux choix d'un TC en tant que mécanisme des signaux VLF.

Les signaux VLF maintenant identifiés comme des trémors sont engendrés par l'interaction fluides-solides et/ou des frictions à fort contraste d'impédance lors de la déstabilisation de

fluides ou de phases aqueuses/gazeuses dans le résonateur Aki et al. [1977], Ferrick et al. [1982], Chouet and Julian [1985]. Le phénomène de résonance n’implique pas de variation de volume. Ce qui est cohérent, au premier ordre, avec le mécanisme purement CLVD, qui ne présente pas de variation de volume puisque les couples de forces en jeu se compensent entre elles.

L’orientation des angles (*strike*, *dip*, *rake*) du mécanisme n’a pas été explorée dans ce chapitre de modélisation des signaux au sein du réseau local. En revanche, par la modélisation télé-sismique, la fenêtre des ondes de volume de la forme d’ondes des VLF se corrèle au mieux avec un CLVD de pendage (*dip*) de 75° pour l’évènement VLF du 11 Novembre à la station MBAR (Uganda) [Laurent et al., 2020]. De plus, la profondeur de source retrouvée lors de la modélisation des ondes de volume des signaux VLF est de 30 km. Ce résultat est cohérent avec la gamme de profondeur d’un CLVD vertical dont le champ d’onde est observé à moins de 60 km de distance épacentrale. Le mécanisme de type CLVD et la profondeur retrouvés par la modélisation à l’échelle locale nous permet de cibler les zones de stockage magmatique profondes qui pourraient être à l’origine des signaux VLF.

6.3.4. Réduction des incertitudes sur la position hypocentrale

La modélisation des formes d’onde des VLF au sein du réseau local nous a permis de réduire la gamme des profondeurs des évènements VLF. Les résultats de la comparaison de l’évolution des délais relatifs en fonction de la distance épacentrale, i.e., vitesse de phase apparente, des données réelles et des données modélisées indiquent une source profonde. La gamme de profondeur proposée par les trois mécanismes testés, cohérents entre eux, pointent vers une source à $\sim 20\text{-}50$ km de profondeur [FIGURE 6.17]. Le mécanisme CLVD reproduit au mieux l’évolution des délais relatifs, ainsi les profondeurs possibles sont maintenant comprises entre $\sim 30\text{-}50$ km [FIGURE 6.17]. Suivant les rapports de vitesses des modèles régionaux, l’intervalle de v_P/v_S réaliste se situe entre 1.6 et 1.8 [FIGURE 6.8], [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022]. En prenant en compte le contexte de Mayotte, la gamme des profondeurs retrouvée par la modélisation est de $\sim 40\text{-}50$ km.

La profondeur est extrême en regard des résultats produits par les autres analyses, résumées FIGURE 7.1. Ces profondeurs sont grandes en regard de la localisation par méthode de *Back-Projection* avec une vitesse de 3.5 km/s. En revanche, la vitesse choisie pour la localisation influence fortement la dispersion verticale, qui se situe dans un intervalle de $\sim 30\text{-}60$ km pour $v = 2.5$ km/s. La vitesse semble « trop lente » au regard des modèles de vitesses régionaux mais l’intervalle de profondeur est plus cohérent avec la profondeur issue de l’inversion des formes d’ondes télé-sismiques à ~ 30 km [Laurent et al., 2020], à $Z \sim 37 \pm 11$ km selon Cesca et al. [2020], et à $\sim 40\text{-}50$ km selon les résultats préliminaires de la modélisation à l’échelle locale, présentés section précédente [FIGURE 6.17].

Le mécanisme CLVD explique les signaux transitoires présents dans les contextes volcaniques et magmatiques qui correspondent à celui de Mayotte. Rappelons que les VLF ont été localisés dans le centre asismique de l’essaim Proximal, proche de la source des signaux LP. L’essaim proximal est associé à un effondrement de caldeira en cours, sans connexion avec la surface établie, bien que la structure du Fer à Cheval et la cicatrice de caldeira, sur le fond marin,

alertent sur cet effondrement. La présence de fluides entre ~ 30 - 40 km de profondeur est attestée par la présence des LP, ruptures cassantes dans un réseau de failles lubrifiées [Retailleau et al., 2022], et les anomalies de v_P/v_S élevées à ~ 28 km et ~ 44 km dans l'essai Proximal [Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022]. Ces deux zones de stockage peuvent correspondre en profondeur avec les résultats issus de l'analyse de la phase modélisée à l'échelle locale. En regard des gammes de profondeur, nous ne pouvons nous prononcer sur la source à l'origine de la résonance qui engendre les signaux VLF.

Conclusion

La formation et le développement des différentes phases portées par un signal sismique dépend du type de source, i.e., son mécanisme et son diagramme de radiation, et de la profondeur. Ces deux paramètres, déterminants dans nos interprétations, ont été explorés par la modélisation cinématique des formes d'ondes des VLF au sein d'un réseau local, à moins de 60 km de la source. La modélisation de la vitesse de phase apparente au sein du réseau local nous permet d'explorer l'effet du mécanisme et de la profondeur de la source sur la vitesse de phase apparente de la phase. C'est à dire, sans procéder à la comparaison directe des signaux VLF avec leurs homologues modélisés, nous avons basé notre sélection du meilleur modèle sur l'analyse de la propagation de la phase à ~ 15 s au sein d'un réseau de stations.

Grâce à la maniabilité du logiciel Axitra, les paramètres de source comme : la fonction source, la décomposition des mécanismes de type CLVD et *tensile crack*, et les tables du modèle de vitesses ont pu être ajustés manuellement afin de correspondre au mieux au cas des signaux VLF de la crise sismique de Mayotte. Le déploiement du réseau de capteurs OBH qui a été reproduit dans cette étude s'est montré nécessaire et résolvant dans l'analyse du développement du champ d'onde à l'échelle locale.

Le champ de déplacement, ou diagramme de radiation de la source, précédemment observé pour le cas des signaux VLF réels [cf., chapitre 5], a été exploré pour trois types de mécanismes de source dont les propriétés et donc les phases rayonnées diffèrent. Deux modèles extrêmes, le mécanisme 100% isotrope (ISO) et le mécanisme 100% déviatorique (CLVD), ont été combinés afin d'explorer également un mécanisme mixte, le *tensile crack* (TC). Ces trois mécanismes ont été testés pour une gamme de profondeurs de source cohérente avec le contexte magmatique de Mayotte. L'intervalle 5-50 km a été échantillonné, pour prendre en compte la dispersion verticale résultante de la localisation par *Back-Projection*, et les différents réservoirs de stockage magmatique possibles, sans exclure l'hypothèse du système hydrothermal.

Les profondeurs de source superficielles à intermédiaires, $Z \sim 5$ - 15 km, ont été rejetées lors de l'exploration des les trois types de mécanismes, qui favorisent les grandes profondeurs, $Z \sim 20$ - 50 km. L'intervalle de profondeur est réduit par élimination des différents modèles jugés non ou trop peu réalistes.

Avec le mécanisme de type CLVD vertical, nous avons reproduit avec succès l'évolution des

délais relatifs pour des distances croissantes à partir de ~ 15 km de distance épacentrale, tout en restant cohérent avec la mesure du délai MOC^* -PMZI. Ce dernier reste plus large que le délai relatif produit par un mécanisme ISO pour des profondeurs de source à 30-50 km et un v_P/v_S inférieur à 1.6, mais nous avons conclu que cela était irréaliste au regard du contexte de Mayotte. De plus, la source purement isotrope ne produit qu'un seul et unique régime de la vitesse de phase apparente en fonction de la distance épacentrale. Ainsi, c'est avec un mécanisme purement déviatorique de type CLVD vertical que la vitesse apparente de la phase est correctement modélisée, soit sans variation de volume à la source.

La vitesse apparente de la phase étant influencée par les vitesses du milieu, nous avons choisi de restreindre les profondeurs à des rapports de vitesses cohérents avec les modèles de vitesses locaux. Ainsi, le modèle qui correspond au mieux à nos observations est un CLVD à 50 km de profondeur dans un milieu dont le rapport v_P/v_S équivaut à 1.8, soit un milieu saturé en fluides [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022]. À en juger par la profondeur, la nature des fluides impliqués est magmatique.

Afin de discriminer les profondeurs qui montrent avec le CLVD une évolution similaire, il nous faudrait poursuivre les analyses au sein du réseau local avec la polarisation et les rapports d'amplitude. En effet, ces derniers se montreront résolvents pour la profondeur. Une source superficielle produit des différentiels d'amplitude significatifs mesurables par les capteurs dans un rayon de ~ 60 km. Inversement, si la source est située à une profondeur grande, e. g. $Z \sim 40$ -50 km, les amplitudes seront perçues comme équivalentes entre les capteurs localisés plus ou moins proche de l'épicentre.

Enfin, l'intervalle des profondeurs, initialement estimé entre 0-30 km, est contraint par la modélisation à 30-50 km pour un mécanisme de source de type CLVD vertical. En revanche, l'intervalle de profondeur proposée ne nous permet pas de conclure sur la nature et la géométrie de la zone de stockage magmatique formée par ou impliquée dans la ré-activation du système magmatique de Mayotte. Une discussion générale rassemblant les différents éléments s'impose pour conclure ces travaux de thèse.

Annexe G : Illustration de la convolution

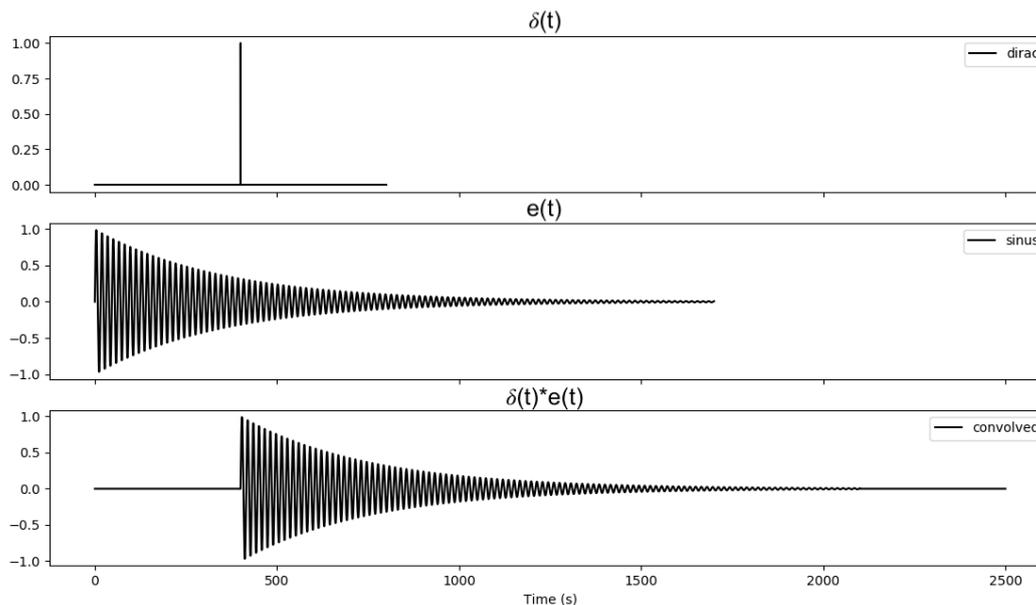


FIGURE 6.18 – Produit de convolution entre l’impulsion de Dirac $\delta(t)$ et la fonction source sinusoidale $e(t)$ qui reproduit les caractéristiques des évènements VLF de la crise sismique de Mayotte.

En termes physiques, un signal sismique $s(t)$ transformé lors de sa propagation dans un milieu, comme la Terre, et observé à n’importe quel point sur le globe, sera la résultante de la convolution entre la réponse du milieu de propagation $r(t)$ et l’impulsion de la source $e(t)$, suivant la formulation mathématique suivante :

$$e(t) * r(t) = \int_{-\infty}^{\infty} e(s)r(t - s)ds \quad (\text{G.1})$$

Ainsi, le signal sismique se compose donc de plusieurs termes ($r(t)$, $e(t)$, etc), dont une partie peut être paramétrisée dans Axitra afin de créer les signaux synthétiques. Dans le but d’ajouter une contribution supplémentaire au terme source afin de reproduire la forme caractéristique et atypique des signaux VLF, nous avons construit une fonction source sinusoidale [cf., S.6.1.1.1.]. Le produit de convolution nous permet d’additionner les différentes contributions qui s’ajoutent aux termes déjà définis.

Dans notre cas, le produit de convolution est utilisé pour reproduire la signature de la source dans le cas spécifique des évènements VLF de la crise sismique de Mayotte. L’exemple présenté FIGURE 6.18 est réalisé avec la fonction dirac, ou impulsion de Dirac, $\delta(t)$, paramètre de `convms` comme terme source [cf., S.6.1.1.1.]. La fonction dirac est considérée comme un élément neutre, qui n’ajoute pas de déplacement statique final au signal sismique $s(t)$ résultant.

Par la convolution de la fonction dirac $\delta(t)$ avec la fonction source sinusoidale, nous obtenons la fonction source $e(t)$ complète de la signature sismique des signaux VLF.

En termes mathématiques, l'impulsion de Dirac $\delta(t)$ se traduit par :

$$\delta(t) * e(t) = e(t) \tag{G.2}$$

Dans le processus de création des synthétiques avec Axitra, les fonctions de Green sont le produit de convolution entre la réponse du milieu de propagation $r(t)$ et l'impulsion de Dirac $\delta(t)$ (`convms`), représentant un déplacement nul dans le processus de « rupture ». Une deuxième convolution est réalisée avec la fonction source sinusoïdale pour ajouter au signal sismique résultant la contribution provenant, selon nos observations, de la source, et faisant des VLF des évènements atypiques.

Cinquième partie

Conclusion générale et perspectives

Chapitre 7

Discussion : profondeur et mécanique de la source des signaux VLF

Sommaire :

7.1. Incertitudes sur la profondeur de la source	176
7.1.1. Limites de la méthode de <i>Back-Projection</i>	178
7.1.2. Rayonnement de la source	179
7.1.3. Vitesse de phase apparente et polarisation	179
7.1.4. Modélisation du champ d'onde	180
7.2. Résonance d'un réservoir magmatique intermédiaire à proximité de Mayotte . .	181
7.2.1. Implications mécaniques d'un CLVD	181
7.2.2. Nature des fluides oscillants	183
7.2.3. Excitation énergétique de la résonance	185
7.2.4. Dynamique et mécanique des processus en cours dans l'essai Proximal .	187
7.2.5. Taille et volume du résonateur	187

Introduction

La crise sismique et les signaux VLF, partie intégrante de cette dernière, sont associés à la vidange du système magmatique profond de Mayotte qui a conduit à la récente formation du nouvel édifice volcanique du Fani Maoré [Feuillet et al., 2021, Cesca et al., 2020]. La détection de plus de 780 signaux VLF montre une activité persistante de ce phénomène pendant les trois ans de crise étudiés dans cette étude (Juin 2018 - Janvier 2022). La stabilité des caractéristiques de ces signaux, en termes de forme comme de contenu fréquentiel, indique qu'un même phénomène répétitif produit cette signature sismique. Les fluctuations chronologiques de la détection journalière des signaux VLF se corrèlent avec l'évolution du flux de lave émises et issues de la déformation perçue par le réseau GNSS. L'activité sismique des essaims Distal et Proximal, la sismicité LP et VLF et la déformation sont donc les marqueurs de la dynamique interne des

transferts magmatiques qui ont eu lieu au cours des trois ans de crise sismique [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Lavayssière et al., 2022, Mercury et al., 2022, Peltier et al., 2022, Mittal et al., 2022, Retailleau et al., 2022]. L'étude des signaux VLF nous permet d'approfondir notre compréhension de la dynamique et la mécanique des phénomènes en cours à l'Est de Mayotte.

Par le biais de différentes méthodes, nous avons décrit la radiation sismique de la source des VLF portée par leurs caractéristiques apparentes :

- le début émergent et impulsif, sans ondes de volumes (phase P et S),
- la très longue durée (~ 1550 s en moyenne) de l'oscillation dont l'amplitude décroît de façon exponentielle,
- la longue période et la constance de l'oscillation dominante, autour de 15 s,
- la présence d'un pic spectral dominant et de modes supérieurs non entiers,
- la stabilité et similarité des formes d'onde dans un rayon de 60 km autour de l'épicentre de la source,
- la vitesse de phase apparente, $v = 3.9$ km/s, affectée par deux régimes selon la distance à la source,
- la polarisation elliptique et radiale,
- l'absence d'énergie transverse.

La caractérisation fine des signaux VLF de Mayotte a permis de les reproduire fidèlement aux observations lors de la modélisation du champ d'onde complet. En prenant en compte ces caractéristiques, les événements VLF de Mayotte ont pu être classés comme des trémors, soit un phénomène physique qui ne comprend pas de rupture cassante le long d'un plan de faille. Les mécanismes associés à une rupture non cassante comportent une proportion non négligeable de composante volumétrique et déviatorique. C'est ces mécanismes que nous avons pu explorer lors de la modélisation des formes d'onde des VLF. Les mécanismes issus de la modélisation ont des implications physiques que nous allons discuter.

Dans ce chapitre, nous exposons au cours d'une discussion interprétative les hypothèses sur la physique du mécanisme qui génère les signaux VLF. Ces hypothèses sont basées sur les observations réalisées et sur les résultats des différentes méthodes employées et présentées au cours de cette étude. Les limites de ces méthodes seront pointées, ainsi que les perspectives futures ouvertes par ces travaux.

7.1. Incertitudes sur la profondeur de la source

La présence d'un pic spectral dominant, combinée à la longue décroissance d'une oscillation constante qui caractérise en premier ordre les signaux VLF, nous ont permis d'établir qu'un phénomène de résonance les génère [Aki et al., 1977, Ferrick et al., 1982, Kumagai and Chouet, 1999]. La connaissance de la profondeur de la source s'est révélée indispensable pour affiner notre interprétation sur la nature des fluides impliqués et pour la localiser au sein du large système magmatique de Mayotte. Or, la méthode de *Back-Projection* n'a pas permis de contraindre suffisamment la profondeur de la source.

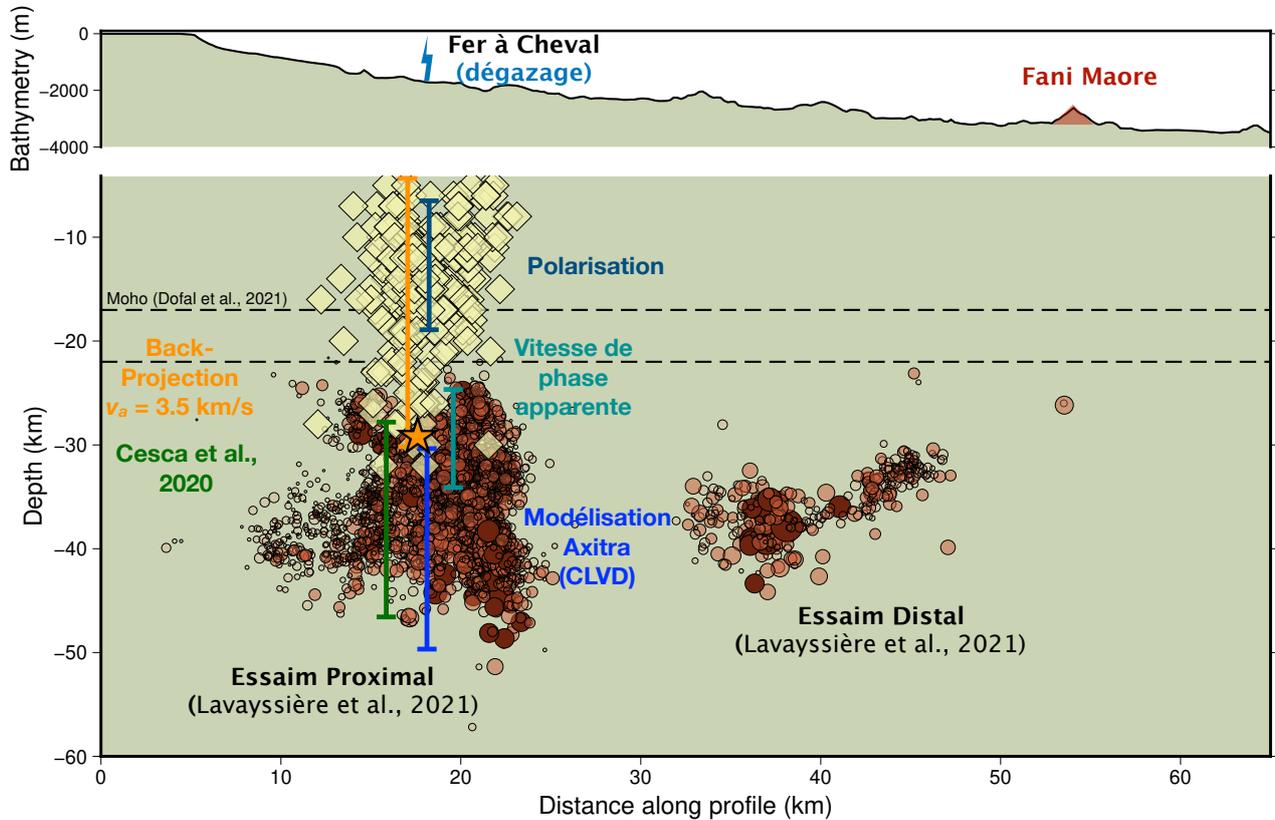


FIGURE 7.1 – Résultats des différentes méthodes employées pour contraindre la profondeur des événements VLF, incluant la solution de l'inversion des formes d'ondes télé-sismiques de Cesca et al. [2020]. Coupe AA' de la carte FIGURE 4.4 représentant la distribution verticale de la sismicité (ronds rouges-bruns) du catalogue de Lavayssière et al. [2022] et des événements VLF (diamants jaunes) selon la localisation par la méthode de *Back-Projection* avec une vitesse de 3.5 km/s. La dispersion verticale des profondeurs obtenues par *Back-Projection* avec une vitesse de 3.5 km/s est comprise dans une gamme entre ~ 0 -30 km, avec des incertitudes de l'ordre de $Z \pm 5$ km [cf., chapitre 4]. La vitesse de phase apparente, $v=3.9$ km/s, et le délai MOC^* -PMZI (~ 0.5 s) renvoient une profondeur de ~ 26 -33 km [cf., Chap.5]. L'angle d'inclinaison de la polarisation dans le plan vertical à PMZI indique une profondeur de ~ 0 -15 ± 5 km. Les profondeurs résultantes de l'analyse de la vitesse apparente de la phase des formes d'ondes modélisées avec Axitra, pour un mécanisme de source CLVD et une gamme cohérente de Vp/Vs , sont comprises entre 30 et 50 km. Les résultats de Cesca et al. [2020] et ceux de la modélisation avec Axitra sont les plus robustes. La profondeur moyenne de la source des VLF est de ~ 30 km (étoile jaune).

7.1.1. Limites de la méthode de *Back-Projection*

Grâce au développement d'une méthode qui s'adapte au caractère non conventionnel des signaux VLF, la localisation épacentrale de la source qui les génère a été retrouvée. Celle-ci a été localisée de façon robuste et fiable au centre de l'essaim Proximal, soit à ~ 13 des côtes Est de Petite-Terre, avec une incertitude horizontale de ~ 2 km.

La localisation des signaux VLF a été rendue possible grâce à l'apport indispensable des stations marines déployées lors des différentes campagnes océanographiques conduites en amont puis par le REVOSIMA [Feuillet, 2019, Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA) et al., 2021, RINNERT et al., 2019]. Les stations marines ont permis l'augmentation du nombre de station, la réduction du gap azimutal, deux facteurs qui influencent la contrainte de la position épacentrale.

Les capteurs hydrophones, OBH, co-localisés avec les stations sismiques, enregistrent dans une gamme de fréquence suffisamment large pour capter les oscillations longues périodes de nos signaux. La conversion du signal issu du capteur de pression en accélération du sol est possible par l'approximation d'une faible hauteur d'eau en rapport à la grande longueur d'onde des signaux VLF (« *shallow water* »). La validité de cette conversion est attestée par la haute corrélation des signaux issus des vélocimètres terrestres avec ces capteurs de pression convertis en accélération avec un signal télé-sismique, perçu de façon équivalente par tous les capteurs du réseau. La convention de la composante verticale positive vers le zénith a également été validée lors de ce test. Ces éléments nous permettent de soutenir que notre méthode de localisation permet d'obtenir une position horizontale robuste, dont l'incertitude est faible par rapport à la dispersion latérale, de ~ 11 km, pour les 296 événements VLF les mieux localisés.

En revanche, la méthode de *Back-Projection* n'a pas permis de contraindre la profondeur de la source des signaux VLF, qui s'étend entre 0 et 30 km pour une $v_{bp} = 3.5$ km/s [FIGURE 7.1]. La méthode de *Back-Projection* repose sur l'approximation d'une propagation rectiligne et constante d'une onde de volume dans un milieu [Poiata et al., 2016]. La vitesse de phase horizontale, i.e., vitesse de propagation de l'onde de volume, est supposée constante entre les couples de stations. Cette affirmation n'est valable que pour une profondeur de source grande, perçue de façon équivalente pour toutes les stations du réseau local. En réalité, la vitesse apparente dépend de l'angle d'incidence de la phase, et donc de la profondeur et du mécanisme de la source. C'est ce que nous avons déduit de notre analyse de la vitesse apparente des signaux VLF modélisés avec Axitra [cf., Ch.6].

L'inter-corrélation des formes d'onde des signaux, méthode utilisée à la fois lors de la *Back-Projection* et de l'analyse de la vitesse de phase apparente au sein du réseau local, nous indique que la vitesse de phase n'est pas constante. La vitesse de phase apparente des ondes de surface, équivalente à la vitesse horizontale, ne l'est pas dans le cas pour les ondes de volume, dont la propagation est oblique et non rectiligne. Ainsi, la vitesse de propagation constante imposée lors de la localisation induit un biais qui nous incite, dans la contrainte de la profondeur, à donner moins de poids à ce résultat.

La grande dispersion verticale des profondeurs issues de la localisation et les biais de la

méthode de *Back-Projection* nous ont incité à analyser le champ d'onde complet lors de sa propagation à moins de 60 km de distance épacentrale; puis à le modéliser, dans le but de réduire la dispersion verticale de la profondeur et de caractériser le rayonnement de la source.

7.1.2. Rayonnement de la source

Une recherche approfondie de la profondeur et du mécanisme de la source nous a conduit à analyser le champ d'onde complet d'un grand nombre de signaux VLF entre Février 2019 et Janvier 2022. La vitesse de phase apparente et la polarisation ont montré deux régimes de propagation qui se corrént avec le développement et la formation des différentes phases contenues dans le signal.

Le signal télé-sismique de l'évènement le plus énergétique de la crise du 11 Novembre 2018 est décrit comme dominé par les ondes de surface [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Sadeghi and Suzuki, 2021, Bhattacharya et al., 2020, Bhattacharya, 2022]. Nous avons mis en évidence, par l'analyse du champ d'onde complet à l'échelle locale, que les signaux VLF contiennent la signature d'ondes de volume à des distances épacentrales courtes. La signature des ondes de volume se retrouve dans la vitesse de phase apparente, qui montre deux régimes distincts, avant et après 15 km de distance épacentrale. Elle se retrouve aussi dans l'inclinaison de l'ellipse de polarisation du signal sismique dans le plan vertical (composantes verticales et radiales) à une distance épacentrale inférieure à ~ 30 km. Les ondes de surface se développent à partir de ~ 30 km de distance épacentrale, puis dominent le signal à l'échelle régionale et télé-sismique [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Sadeghi and Suzuki, 2021, Bhattacharya et al., 2020, Bhattacharya, 2022].

La signature sismique des VLF, analysée à l'échelle locale, est donc soumise à l'influence de la profondeur de la source, celle-ci devant être suffisamment superficielle pour être perçue dominée par les ondes de surface par le réseau de stations local et suffisamment profonde pour engager le développement des ondes de surface dans ce même rayon.

Enfin, la présence d'ondes de volume renseigne sur le mécanisme à la source. Le rayonnement de ce dernier est isotrope et axi-symétrique, puisqu'on constate que la forme d'onde est hautement similaire dans toutes les directions de l'espace. La source produit de plus un champ d'onde complet, avec la présence d'ondes de volume et d'ondes de surface en cours de développement.

7.1.3. Vitesse de phase apparente et polarisation

La vitesse apparente de l'oscillation à ~ 15 s se montre constante à des distances épacentrales de plus de ~ 15 km, estimée par une pente de $v_a = 3.9$ km/s. Lorsque l'on se rapproche de l'épicentre, e. g. par la mesure du délai MOC^* -PMZI par inter-corrélation des formes d'onde, la vitesse de phase apparente se montre en inadéquation avec la tendance linéaire par ailleurs observée. La vitesse de phase apparente n'est donc pas constante. Cet effet est dû au développement d'un champ d'onde mixte rayonné par la source. La profondeur de la source calculée par la concordance entre le délai MOC^* -PMZI et la vitesse apparente de la phase $v_a = 3.9$ km/s,

est comprise entre 26 et 33 km [FIGURE 7.1] selon les coordonnées de l'épicentre. Ce résultat est valable lorsqu'on suppose une onde de volume qui se propage suivant une trajectoire rectiligne, il est donc à pondérer. Nous avons modélisé ce cas avec un mécanisme de source 100% isotrope qui ne produit qu'un seul régime, avec donc une évolution linéaire constante de la vitesse de phase apparente en fonction de la distance. Les profondeurs de source reproduisant le délai MOC^* -PMZI sont alors grandes, comprises entre 30 et 50 km. L'onde est perçue de façon équivalente par les capteurs du réseau, inférée à une vitesse supérieure à la vitesse apparente observée, $v_a = 3.9$ km/s.

La polarisation du signal VLF dans le plan vertical, i. e., des composantes verticales versus radiales, montre elle aussi deux régimes dans son évolution en fonction de la distance épacentrale. Une polarisation elliptique, inclinée selon un angle moyen de $\sim 36^\circ$, est enregistrée à la station PMZI, localisée à ~ 15 km de l'épicentre moyen. La polarisation elliptique indique que la station est sous l'influence des ondes de volume rayonnées par la source. Ce n'est pas le cas aux trois autres stations larges bandes terrestres, situées à plus de ~ 30 km de distance épacentrale. La polarisation verticale n'est pas orientée et le rapport d'aspect tend vers 1 (i. e., un cercle). Les ondes de surfaces dominent le signal sismique. Suite à ce constat, la profondeur de la source peut être retrouvée par l'angle de l'inclinaison de la polarisation verticale à la station PMZI. Ce qui n'est valable que si l'on suppose une onde de volume qui se propage verticalement. Les profondeurs calculées sont d'environ 10-15 km en moyenne. Nous avons estimé une erreur de 10° sur l'angle de l'ellipse dans le plan vertical avec la modélisation de la polarisation avec un mécanisme 100% déviatorique de type CLVD. Cependant, l'angle de la polarisation modélisé avec un mécanisme 100% isotrope pointe vers la profondeur de la source. Dans ce cas, l'approximation est valide mais elle semble en inadéquation avec le mécanisme de source qui reproduit au mieux nos données, soit le CLVD vertical. Avec l'incertitude quantifiée, cette méthode relativement fiable réduit la profondeur de la source à une gamme de 0-20 km [FIGURE 7.1]. Les profondeurs issues de ce calcul sont les plus superficielles, mais semblent en adéquation avec le maximum de densité à ~ 12 km pour une vitesse de rétro-projection de $v_{bp} = 3.5$ km [FIGURE ??].

Les profondeurs retrouvées grâce à deux calculs à géométrie simple issus de l'analyse du champ d'onde complet à l'échelle locale reposent en réalité sur les mêmes hypothèses que la méthode de localisation par *Back-Projection*. Ainsi, ces résultats sont pondérés dans l'estimation finale de la profondeur de source des VLF, sur laquelle nos interprétations reposent.

7.1.4. Modélisation du champ d'onde

Le champ d'onde complet et sa propagation ont été modélisés pour trois mécanismes de source reproduisant un rayonnement axi-symétrique et une rupture non cassante. Nous avons pu évaluer le comportement de différents mécanismes physiques sur la formation et le développement des ondes dans un rayon de moins de 60 km autour de l'épicentre moyen. Nous avons choisi deux mécanismes de source purs, le mécanisme 100% isotrope (ISO) et le mécanisme 100% déviatorique (CLVD), et un mécanisme mixte (TC) qui combine une proportion variable de l'un et de l'autre. Seul le mécanisme purement CLVD n'entraîne aucune variation de volume au niveau de la source.

La comparaison directe des signaux réels et simulés ne convient pas à notre situation. L'incertitude sur le temps d'origine, causée par le début émergent de la forme d'onde, est grande. De plus, la calibration des amplitudes des signaux modélisés étant encore en cours, la comparaison directe pourrait fausser le calcul du *misfit*.

La calibration du moment sismique de l'oscillation à ~ 15 s par la comptabilité entre les amplitudes maximales et des amplitudes modélisées sont encore en cours. Le calcul du moment sismique semble possible à des distances épacentrales courtes par l'estimation des contributions supposées égales entre le champ proche, le champ intermédiaire et le champ lointain [Aki and Richards, 1980], dans le cas des signaux VLF à la grande longueur d'onde (30-60 km selon la célérité des ondes du milieu). Une deuxième estimation du moment sismique a été amorcée lors de la modélisation des ondes de volumes des signaux VLF à des distances télé-sismiques (non présentée, Laurent et al. [2020]). Ainsi, la reproduction de l'analyse de la vitesse de phase apparente à l'échelle local avec les signaux simulés s'est imposée pour contraindre le mécanisme et la profondeur de la source.

Le mécanisme ISO ne peut produire qu'un régime où les délais relatifs augmentent linéairement avec la distance, et dont la pente (i. e., la vitesse de phase apparente) sur-estime ou sous-estime la $v_a = 3.9$ km/s observée. Le mécanisme mixte, TC, introduit un niveau de complexité supérieur. Il reproduit le changement de régime autour de ~ 15 km de distance épacentrale mais accentue de façon exagérée et abrupte les ruptures de pente de second ordre observées dans les données réelles. Enfin, le mécanisme CLVD vertical reproduit la tendance linéaire observée à $v_a = 3.9$ km/s, tout en proposant un ajustement du délai relatif entre MOC^* -PMZI. Le délai MOC^* -PMZI étant très résolvant, il favorise les modèles de source en CLVD vertical pour des profondeurs entre 30-50 km [FIGURE 7.1]. Cette gamme de profondeur est très grande en comparaison avec nos résultats précédents, mais elle reste comprise dans l'intervalle proposée par Cesca et al. [2020].

Grâce à la modélisation, nous avons réduit l'incertitude sur la profondeur et exploré le mécanisme de la source. Le mode et le mécanisme d'excitation, la nature des fluides impliqués, les dimensions et la géométrie du résonateur qui produit la signature reste encore à comprendre.

7.2. Résonance d'un réservoir magmatique intermédiaire à proximité de Mayotte

7.2.1. Implications mécaniques d'un CLVD

À l'issue de ces travaux, nous avons conclu à un mécanisme de type CLVD vertical. La source se localise en moyenne à 30 km de profondeur, selon la dispersion verticale et les incertitudes estimées et pondérées de nos différentes méthodes. Nous proposons alors deux hypothèses pour expliquer le processus mécanique correspondant à une source compensée, sans variation de volume, purement CLVD, orientée verticalement. Toutefois, il n'est pas exclu qu'il en existe d'autre.

Dans les deux hypothèses que nous envisageons, nous soutenons que le mécanisme de type

CLVD vertical est associé à une source planaire de type lentille de magma ou *sill* [Nikkhoo et al., 2016, Vavryčuk, 2015, Chouet, 1988], avec un rapport d'aspect d'au moins 1/2, orientée horizontalement dans l'espace. Le *sill* est cohérent avec la profondeur intermédiaire de ~ 30 km et la conception récente des larges systèmes magmatiques consistant en un empilement successif de zones de stockages planaires plus ou moins inter-connectées et baignant dans un *mush* [Sparks et al., 2019, Edmonds et al., 2019]. Le mécanisme CLVD ne recouvre pas la géométrie elliptique de la source et une autre géométrie de type ovoïde, sphérique ou cylindrique peut être envisagée [Nikkhoo et al., 2016]. Cependant, le mécanisme CLVD n'implique pas de variation de volume finale au niveau de la source. Celui-ci correspond à un trio de couples de forces orthogonaux qui se compensent entre elles [cf., Ch.6], [Vavryčuk, 2001, 2011, 2015, Dahm and Krüger, 2014]. Le système est donc fermée et n'implique aucun transfert de fluide entre l'intérieur et l'extérieur.

Dans la première hypothèse, la lentille est remplie d'un fluide incompressible, dont le volume ne peut être réduit. La variation de pression, moteur de la déformation qui induit le rayonnement sismique, est interne au *sill*. Sous l'effet de l'onde de pression interne, la lentille tend à se déformer mais, par la nature incompressible des fluides, le volume ne peut pas changer, et la taille varie avant de revenir à son état initial. La durée de l'onde de pression est de l'ordre d'une oscillation, soit ~ 15 s. Le milieu encaissant se montre élastique, déformable et résilient. La profondeur de source de 30 km implique une pression lithosphérique associée à la hauteur de la colonne de roche au dessus de la lentille de magma qui n'encourage pas à imaginer un milieu aussi élastique. Cependant, la présence de *mush*, d'anciens *dikes* partiellement cristallisés et de fusion partielle peuvent accommoder une déformation plus grande, en raison de leur rhéologie ductile et de la possibilité de fluer qu'ils offrent [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Darnet et al., 2022, Mittal et al., 2022, Sparks et al., 2019, Edmonds et al., 2019].

Dans la seconde hypothèse, la lentille est toujours emplie de fluide, mais ce dernier est maintenant compressible, e. g., gazeux. Le moteur de la variation de pression est extérieur à la lentille de fluide. Le déplacement de l'encaissant, e. g., un affaissement, entraîne une chute pression interne à la lentille, qui s'ouvre. La création d'un nouvel espace disponible induit une déstabilisation du fluide compressible qui se déforme. Pour offrir un scénario sans variation de volume, l'ouverture est alors compensée par une fermeture, soit un signe opposé du couple de force orthogonal. Dans le cas d'une lentille de fluide, un « pincement » de l'apex externe peut se refermer par l'absence de fluide ou la compressibilité élevée de ce dernier.

Cependant, nous pensons qu'il existe une variation de volume, même faible, au niveau de la source qui produit les VLF. D'abord, parce qu'elle implique des fluides magmatiques en transfert, avec la formation de phases gazeuses par exsolution lors de la déstabilisation de la lentille ou par contamination d'un apport en fluides plus profond. Il est difficile dans un système magmatique, et plus précisément dans celui de Mayotte, qui subit une déstabilisation généralisée au regard de l'activité sismique proximale, de garder un système isolé et fermé. Par ailleurs, le modèle de Cesca et al. [2020] proposait un *fluid-filled crack* magmatique, horizontal, comme connexion entre le réservoir magmatique profond situé sous l'essai Proximal et celui qui alimente l'éruption en surface, perçu en déflation par le réseau GNSS.

Dans les perspectives de ce travail, un ajustement des proportions des composantes ISO et CLVD pour redéfinir un mécanisme mixte plus proche de la physique de la lentille magmatique devra être réalisé. En effet, l'équation 6.9 se base sur une fente de tension qui s'ouvre et se remplit de vide, i. e., d'air, soit un gaz compressible, loin de la physique que nous proposons pour un *sill* magmatique à 30 km de profondeur.

7.2.2. Nature des fluides oscillants

La profondeur de 30 km conditionne la nature des fluides impliqués dans la résonance du *sill* qui génère les signaux VLF. À de telles profondeurs, la nature des fluides à favoriser est magmatique. Ainsi, l'hypothèse de la résonance de conduit, *crack* ou réseau de *cracks* dans le système hydrothermal actif sous la structure du Fer à Cheval, commun pour expliquer la physique des Tornillos Hagerty and Benites [2003] est rejetée. Il en va de même pour l'hypothèse du processus proposé pour les signaux à ~ 17 s de période et plus de 3000 s de durée observés sous le Rocard en Polynésie Française, qui postulait sur la vibration de l'ensemble d'un conduit superficiel et pressurisé, probablement hydrothermal Talandier et al. [2016]. L'hypothèse de la résonance de la chambre magmatique profonde ($Z \sim 45-48$ km) induite par les mouvements internes de fluides générés par la vidange, comme suggérée par Lemoine et al. [2020] semble difficile à soutenir car :

- la présence du réservoir magmatique profond à la base de l'essai Proximal est hypothétique,
- à la profondeur de 40 km la mise en mouvement d'un large volume de magma paraît physiquement et dynamiquement complexe.

Ainsi, le processus soutenant cette hypothèse est aussi écartée.

À l'exception d'une sismicité superficielle détectée lors de la première année de la crise (Mai 2018 - Mai 2019, cf., 2) [Mercury et al., 2022], les profondeurs atteintes par la sismicité proximale ne sont pas inférieures à 25-30 km [Saurel et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Retailleau et al., 2022]. La forme ovale et le caractère asismique de la tête de l'essai Proximal, entre 27-30 km, [Mercury et al., 2022, Lavayssière et al., 2022, Jacques et al., 9-13 December 2019, 1-17 December 2020], ainsi que les v_P/v_S élevés dans les profils de vitesse à $\sim 27-28$ km [Dofal, 2021, Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022], i. e., une diminution du v_S , suggèrent une rhéologie ductile associée à la présence de fusion partielle et/ou de *mush*. La profondeur des LP, avant la migration vers le bas perçue lors des micros-essaims, se situe autour de 30-35 km et ces derniers attestent de la présence de fluides qui lubrifient le réseau de failles [Retailleau et al., 2022]. Ces travaux convergent vers la présence d'un réservoir de magma intermédiaire à ~ 30 km au dessus de l'essai Proximal, réservoir qui semble correspondre à la source des signaux VLF.

L'activité aux sites de dégazage au niveau du Fer à Cheval, en augmentation depuis trois ans, se corrèle avec l'activité sismique proximale. Les compositions chimiques des gaz indique que leur source est magmatique et profonde, à au moins 15 km de profondeur. Le dégazage,

localisé à l’aplomb de l’épicentre des VLF et de la sismicité Proximal, permet de supposer une percolation de fluides des profondeurs vers la surface [Liuzzo et al., 2022]. Le réservoir intermédiaire en résonance, déstabilisé peut favoriser l’exsolution des phases gazeuses contenues dans les fluides magmatiques stockés. L’exsolution par dépressurisation pourrait être entraînée par une variation du volume du réservoir et/ou un rétrécissement de la matrice du *mush* sous l’effet de l’onde de pression. Les magmas seront appauvris en fraction gazeuse, ce qui n’est pas contradictoire avec les faciès géologiques retrouvés en surface sur la structure du Fer à Cheval [Berthod et al., 2021, Masquelet et al., 2022, Puzenat et al., 2022]. L’activité volcanique passée de la ride volcanique à l’Est de Mayotte, enregistrant des laves fluides basanitiques à des laves plus différenciées phonolitiques ou téphri-phonolitiques impliquent différentes zones de stockage magmatique avec des processus aux échelles de temps variables, i. e., temps de séjour plus ou moins long Berthod et al. [2021]. La lentille de magma en résonance serait un vestige d’un épisode volcanique antérieur. La lentille pourrait donc avoir été re-mobilisée suite à la déstabilisation du système magmatique, depuis Mai 2018, sous l’effet de la recharge profonde et de l’ouverture d’un chemin vers la surface, alimentant l’éruption en surface [Lemoine et al., 2020, Cesca et al., 2020, Mercury et al., 2022, Lavayssière et al., 2022, Berthod et al., 2021, 2022]. La profondeur de la lentille n’est pas incompatible avec la présence de sous plaçage magmatique sous le MOHO, localisé entre 15-25 km de profondeur par Dofal [2021].

7.2.2.1. Variations long terme du contenu fréquentiel

La variation de la période fondamentale sur le long terme a été observée dans le cas des signaux VLF de Mayotte. Les variations du contenu fréquentiel des signaux de type VLP et LP sont associés à l’activité éruptive en surface Duputel and Rivera [2019]. Cependant, la nature du lien entre le contenu fréquentiel des signaux VLF et l’activité sous-marine du Fani Maore reste équivoque, ~ 40 km de distance horizontale les séparant. Nous soutenons que le système magmatique large et complexe comprend deux zones à la dynamique différente [cf., 2]. Dans la zone distale, la dynamique éruptive domine, via l’alimentation profonde du *dike* néo-formé, et dans la zone proximale, les structures sont re-mobilisées par déstabilisation. Les deux hypothèses qui peuvent expliquer la variation de pression sont la variation de la géométrie de la cavité résonante au cours du temps comme suggéré par Cesca et al. [2020], et la variation des propriétés intrinsèques des fluides impliqués.

Dans le premier cas, les variations de la période dominante et de l’*overtone* est marquée par deux déformations : un élargissement, puis une diminution des dimensions du résonateur. La modification de sa taille affecte les deux périodes à ~ 15 et ~ 6 s mais n’explique pas que le rapport des deux varie au cours du temps. La période de l’*overtone* varie davantage ($+84\%$) et revient à sa valeur initiale. Au contraire, la période dominante augmente moins ($+82.5\%$) mais décroît en deçà de sa valeur initiale. Le changement de taille et/ou de géométrie ne semble pas compatible avec ces deux comportements, à moins de supposé deux cavités distinctes.

En revanche, l’hypothèse d’une variation des propriétés du fluide par un changement de la compressibilité du magma enfermé dans la lentille est plus compatible avec l’observation de ces deux comportements sur le long terme. La variation de la composition peut s’expliquer

par un apport et une libération de gaz. La proportion de phases gazeuses et cristallisées dans un magma joue un rôle clef dans la compressibilité de ce dernier et plus largement dans ces propriétés, puis de son comportement dynamique en cas de transport et/ou de migration. De plus, l'hypothèse d'un dégazage du réservoir intermédiaire pourrait soutenir l'augmentation du nombre de sites de dégazage observée depuis Mai 2019, à l'aplomb de l'épicentre, dans la zone du Fer à Cheval [Feuillet et al., 2021, RINNERT et al., 2019, Liuzzo et al., 2022].

Pour explorer l'hypothèse d'un dégazage provoquant les variations inégales des deux périodes sur le long terme, nous suggérons qu'il puisse aussi exister deux cavités résonantes, l'une située à l'aplomb de l'autre. Pour correspondre aux observations, la diminution de la période doit correspondre à un appauvrissement du magma en gaz, i. e., une exsolution, plus importante pour la cavité produisant la période dominante. Le résonateur à ~ 15 s se situerait alors au dessus du résonateur à ~ 6 s, pour pouvoir libérer d'avantage de gaz. Avec la méthode de *Back-Projection*, les biais qu'elle comporte et une vitesse $v_{bp} = 3.5$ km/s, nous avons localisé l'énergie à ~ 6 s [cf., Ch.4 S.4.3.2.] sur la bordure Est de l'essai de sismicité, un peu plus profond que les ~ 15 s. L'hypocentre des ~ 6 s se co-localise avec le maximum de densité des LP [Retailleau et al., 2022] et l'augmentation de la gauge de faille de la *ring fault* subverticale [Jacques et al., 9-13 December 2019, 1-17 December 2020]. Prenant en compte les limites de la méthode, ces localisations pourrait s'avérer simplement valide en relatif : l'énergie du ~ 6 s est plus profonde que celle du ~ 15 s. Il sera nécessaire d'affiner ces hypothèses en modélisant la forme d'onde de l'*overtone* à ~ 6 s à l'échelle locale.

Enfin, la stabilisation de l'*overtone* peut être expliquée par une recharge profonde, soit par un apport de fluides. Ceci n'est pas incompatible avec la configuration du piston encadré par deux réservoirs magmatiques dont la jonction se fait sur un réseau de failles subverticales lubrifiées [Feuillet et al., 2021, Retailleau et al., 2022, Foix et al., 2021, Jacques et al., 9-13 December 2019, 1-17 December 2020]. De plus, un apport de fluides est une hypothèse valide pour entretenir une oscillation périodique sur plus de 1550 s.

7.2.3. Excitation énergétique de la résonance

La décroissance exponentielle de l'énergie des signaux VLF atteint des durées exceptionnellement longues, de ~ 1550 s en moyenne, en comparaison de signaux sismiques issus d'un phénomène analogue de résonance de cavité en contexte volcanique. Il est habituellement observé que l'oscillation engendrée par la résonance s'atténue après une dizaine d'oscillation [Chouet, 1996b]. Par exemple, la durée de l'oscillation des VLP enregistrés sous l'île volcanique Hachijo (Japon) atteint ~ 300 s pour une période de ~ 10 s [Kumagai et al., 2003]. En effet, la résonance est une réponse rapide du système à une source d'excitation énergétique extérieure [Aki et al., 1977].

Dans le cas des signaux VLF, l'oscillation est entretenue pendant plusieurs dizaine de minutes. La faible atténuation de l'amplitude peut être inférée à la nature visqueuse des fluides contenus dans la lentille, comme suggérée par [Lemoine et al., 2020], qui a modélisé la décroissance exponentielle avec oscillateur amorti. Le contraste d'impédance entre le fluide et l'encaissant et les larges dimensions de la cavité ont été proposée par [Cesca et al., 2020] pour expliquer la lente atténuation des signaux VLF. La réponse de l'ensemble d'un conduit pressu-

risé et de grande dimension est proposée par [Talandier et al. \[2016\]](#) pour expliquer les signaux basses fréquences ($T \sim 17$ s) enregistrés durant plus de 3000 s sous le volcan sous-marin Le Rocard en Polynésie Française. Ainsi, la durée de l'oscillation, i. e., l'atténuation exponentielle de l'amplitude, est davantage rapportée aux larges dimensions du système qu'aux propriétés intrinsèques des fluides impliqués.

Dans le cas des signaux VLF, nous proposons que la décroissance exponentielle de période ~ 15 s soit la manifestation d'un phénomène lent et non-destructif à la source. La résonance serait entretenue par un glissement lent et asismique le long des *ring fault* qui entourent le piston en subsidence dans le centre de l'essaim Proximal. Cependant, nous ne pouvons exclure entièrement le rôle du *mush* encaissant, probablement élastique et fracturé, qui ralentit la perte d'énergie. Mais sa présence reste à confirmer et cette hypothèse n'a pas été explorée ici. Afin d'entretenir l'oscillation périodique à ~ 15 s, un apport de fluide plus profond pendant toute la durée de l'évènement, soit la migration de fluide qui entraîne la résonance de la lentille, est aussi supposée.

En complément du glissement asismique, l'oscillation énergétique est également entretenue par la ré-activation énergétique présente et caractérisée dans cette étude par le nombre de *humps*. Les réactivations de l'amplitude des signaux VLF seraient associées à la rupture des aspérités chargées mécaniquement lors du glissement lent, ce qui engendre la sismicité VT, et/ou LP dans le cas d'une lubrification de la faille [[Retailleau et al., 2022](#)]. La ré-énergisation du système par la sismicité VT et LP doit encore être analysée et quantifiée, autant spatialement que temporellement. Cependant, la présence de séismes haute fréquence concomitants avec la hausse de l'amplitude venant rompre la décroissance exponentielle, favorise l'hypothèse d'un mécanisme couplé. Ainsi, le déclenchement de l'oscillation, soit de la propagation de l'onde de pression, et donc du phénomène de résonance, pourrait être généré par l'excitation causée par une rupture cassante. Ceci expliquerait la présence de séismes VT et/ou LP à l'amorce du début émergent du signal VLF. Cependant, à cause de ce début émergent, la corrélation entre le VT et l'énergisation du ~ 15 s est rendue difficile à démontrer.

Le lien de déclenchement n'est pas incompatible avec le modèle du piston proposé pour expliquer la sismicité proximale. Par analogie avec d'autres contextes volcaniques, où un épisode d'effondrement de caldeira a été documenté, e. g., en 2007 sur le Piton de la Fournaise à la Réunion [[Fontaine et al. \[2014, 2019\]](#), [Duputel and Rivera \[2019\]](#)], ou en 2018 sur le Kilauea [[Neal et al., 2019\]](#)], un affaissement de la colonne lithosphérique sous la structure du Fer à Cheval est probablement la cause de l'activité sismique de l'essaim Proximal. Le large système magmatique sous Hawaï, où un transfert de magma s'effectue latéralement depuis un réservoir magmatique asthénosphérique profond [[Wilding et al., 2023](#)], présente des caractéristiques communes avec le phénomène en cours à Mayotte.

7.2.4. Dynamique et mécanique des processus en cours dans l'essaim Proximal

La recharge puis la vidange latérale d'un réservoir asthénosphérique profond en connexion avec le système magmatique de Mayotte est la cause de la sismicité distale, zone principale de l'activité sismique entre Mai 2018 et Septembre 2018 [Lemoine et al., 2020, Mercury et al., 2022]. Le forçage induit par ce phénomène à l'Est engendre une redistribution des contraintes, agissant plus fortement sur la bordure Est d'un ancien piston délimité par un réseau de failles circulaires sous le Fer à Cheval. La déstabilisation entraîne un glissement lent, d'abord asismique. Le glissement est accompagnée d'une sismicité haute fréquence, diffuse et de faible magnitude, probablement sous le seuil de détectabilité des stations régionales en fonctionnement entre mi-Mai et début Juillet 2018 [Lemoine et al., 2020, Mercury et al., 2022, Cesca et al., 2020]. La rupture d'une aspérité sur les parois du piston rigide génère un déplacement rapide du piston vers le bas, provoquant une ouverture, puis une chute de pression qui déstabilise la lentille magmatique fossile localisée au dessus. La lentille magmatique datant d'un épisode volcanique antérieur est emprisonnée dans un *mush*, *mush* lié à la rhéologie complexe du MOHO qui favorise le sous-plaçage magmatique et la présence de fluides [Dofal, 2021, Foix et al., 2021]. La déstabilisation non linéaire du fluide partiellement cristallisé et probablement non-dégazé provoque un phénomène de résonance qui rayonne un signal oscillatoire de période constante et de durée extrême. Pour tendre vers l'équilibre, l'énergie emmagasinée dans le système provoque la séparation des phases aqueuse et liquide et, par un phénomène de percolation dont les temps de trajet sont méconnus, peut alimenter le dégazage en surface. La signature magmatique profonde des compositions chimiques des gaz pourrait alors renseigner sur la composition du fluide magmatique stocké à 30 km de profondeur.

7.2.5. Taille et volume du résonateur

Dans ce scénario, la taille de la lentille magmatique peut être ramenée à la taille du piston rigide, soit à la taille de la zone impactée par l'activité sismique proximale. Ainsi, la lentille résonante présente une longueur, L , estimée entre 11 et 15 km, selon l'étendue de la zone prise en compte. En se basant sur le modèle de *fluid-filled crack* résonant de [Maeda and Kumagai, 2017], la longueur du *crack* proposé par Cesca et al. [2020] était de ~ 12 km pour une ouverture de ~ 140 m. L'estimation de la dimension du *crack* se base sur le volume de lave transféré par la *dike* entre Mai 2018 et Mars 2019 [Cesca et al., 2020]. En reprenant le modèle qui inclut la période dominante de la résonance à ~ 15 s, et la longueur, L , de 10 km, l'épaisseur du *sill* magmatique obtenue est de ~ 75 m (étoile jaune sur la FIGURE 7.2).

Le mécanisme du *fluid-filled crack* comprend une composante non-négligeable de CLVD verticale Cesca et al. [2020], cependant il inclut une ouverture et donc une variation de volume. L'ajustement du mécanisme de source, et le choix d'un *tensile crack* en ouverture, serait plus cohérent avec l'estimation proposée. De plus, le modèle du *crack* de Maeda and Kumagai [2017] se base sur la fréquence de résonance comme mode fondamental, ce qui n'est pas le cas des signaux VLF, pour lesquels un facteur multiplicatif non-entier lie la période dominante avec l'*overtone*. L'estimation de la taille de la lentille magmatique sera à ré-évaluer lorsque le modèle

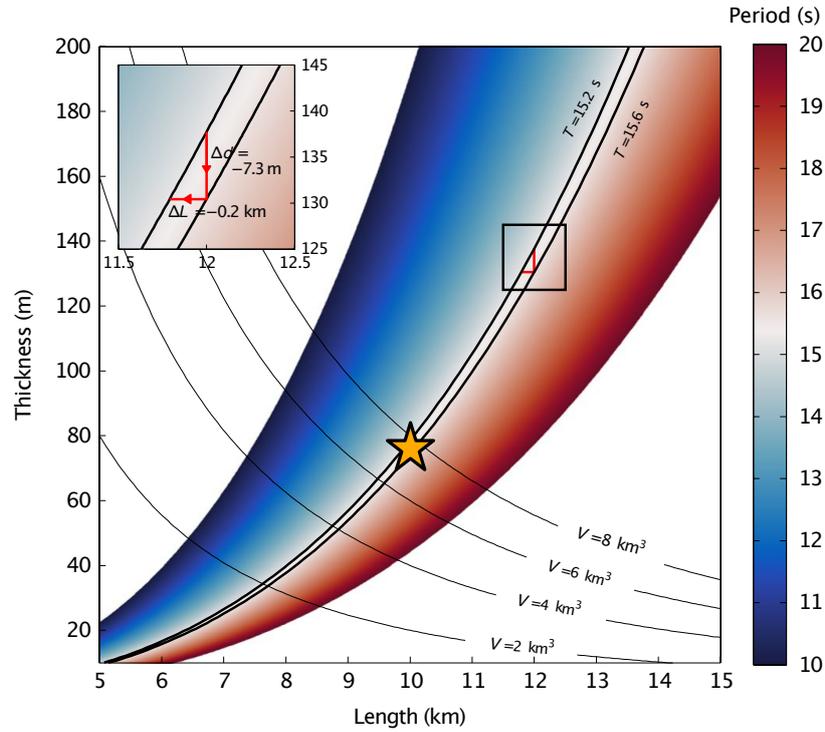


FIGURE 7.2 – Estimation des dimensions du résonateur en fonction de la période et du volume transféré. Figure extraite et modifiée de Cesca et al. [2020]. Épaisseur du *fluid-filled crack* en fonction de la longueur et de la période dominante de l'oscillation des signaux VLF (~ 15 s). Les volumes estimés de magma transférés sont dépendants de l'évolution de la période dominante entre Mai 2018 et Mars 2019. Les dimensions du *crack* estimées par ? sont représentées par le cadre noir, avec la longueur, $L = 12$ km, et l'épaisseur, $d = 140$ m, pour un $\delta V = 1.6$ km³. Notre estimation, qui se base sur l'étendue horizontale de la zone impactée par la sismicité proximale est de $L = 10$ km et $d = 75$ m (marquée par l'étoile jaune).

de source sera contraint.

Conclusion

L'évènement VLF (*very low frequency*) majeur du 11 Novembre 2018, de par son énergie et son amplitude, est un trémor des plus énergétiques qu'il nous ait été donné d'enregistrer ces 100 dernières années. Le très long signal sismique, au début émergent sans les phases P et S visibles, qu'une oscillation à 15 s de période d'amplitude équivalente à l'énergie d'un magnitude 5, peu dispersive et de polarisation radiale, domine, est associé à la plus large éruption sous marine documentée, toujours en cours au large de Mayotte.

L'observation, la caractérisation et la modélisation des signaux sismiques *very low frequency* ont permis d'attester de leur caractère non tectonique et de remonter jusqu'à la source qui les génère.

Les 782 événements VLF détectés dans cette étude entre le 2 Juin 2018 et le 22 Janvier 2022, sont localisés dans l'essai de sismicité à $\sim 13 \pm 2$ km des côtes Est de l'île volcanique de Mayotte, dans l'archipel des Comores (Canal du Mozambique). Une région de faible activité sismique qui subit, depuis trois ans, une crise sismique qui accompagne la naissance, la formation et le développement d'un large édifice volcanique sous marin, le Fani Maoré.

Depuis le 10 Mai 2018, l'activité sismique se divise en deux zones, l'une distale, à ~ 30 -50 km à l'Est, et l'autre proximale, à ~ 5 -20 km des côtes de Mayotte. La première est associée à la vidange d'un large réservoir magmatique (~ 30 km) et au transfert du magma jusqu'en surface. La seconde, qui s'est activée en Juin-Juillet 2018, enregistre les signes d'un enfoncement progressif d'un bloc lithosphérique le long de failles sub-verticales préexistantes et réactivées. En profondeur, aucune connexion n'est attestée entre les deux zones mais leurs dynamiques sont couplées. Elles font donc partie d'un large système magmatique transcrustal complexe. Les traces sur le fond marin de l'activité de ce large système magmatique s'étendent NNO-SSE depuis l'Est de Petite Terre jusqu'au nouvel édifice volcanique, à ~ 50 km à l'Est. L'essai sismique Proximal se localise à l'aplomb d'une structure volcanique nommée Fer à Cheval qui, par sa forme, suggère une caldeira en formation.

Les éléments géologiques de surface et la forme de l'essai sismique proximal s'accordent avec un scénario d'effondrement de caldeira. Les événements VLF, qui diffèrent de la sismicité VT et LP qui les entoure, s'insèrent au centre de ce système en cours de déstabilisation.

L'analyse sismologique des VLF a été rendue complexe et a nécessité le développement d'outils qui s'ajustent à leur caractère singulier. La détermination et la contrainte de la profondeur et du mécanisme, clefs dans le scénario d'effondrement, se sont avérées non triviales. La méthode de *Back-Projection*, l'analyse de la polarisation verticale et le calcul de la vitesse de phase apparente ont été construits sur des approximations physiques inadéquates par rapport à la nature du champ d'onde mixte produit à la source, à première vue dominé par les ondes de Rayleigh. La méthode utilisée de *Back-Projection*, l'analyse de la polarisation verticale et le calcul de la

vitesse de phase apparente ont été construits sur des approximations physiques inadéquates par rapport à la nature du champ d'onde mixte (à première vue dominé par les ondes de Rayleigh) produit à la source. La modélisation cinématique de la source et la reproduction du champ d'onde complet à l'échelle locale, nous ont finalement permis de contraindre cette dernière et d'interpréter les signaux VLF. Il sont alors générés par une cavité résonante de forme planaire qui rayonne de façon isotrope et symétrique autour d'un axe vertical, en accord avec un mécanisme purement CLVD, à 30 km de profondeur.

Le pic en fréquence qui domine le spectre et l'oscillation d'apparence monochromatique de la longue décroissance sont des indices d'un phénomène de résonance. Dans le cas des signaux VLF, le phénomène est exceptionnellement énergétique, comme le démontre l'évènement majeur du 11 Novembre 2018. À 30 km de profondeur et en adéquation avec les modèles de vitesses des ondes sismiques, la nature des fluides impliqués est magmatique. La sismicité VT de l'essai proximal qui dessine une forme ovoïde et la tomographie passive qui suggère la présence de zones de stockage piégées en profondeur, sont consistantes avec la localisation en profondeur de la source des VLF. Ce réservoir intermédiaire horizontal, ici interprété comme un *sill* ou une lentille, produit une résonance sans variation de volume selon la physique du mécanisme purement CLVD. La lentille, d'une longueur estimée de ~ 10 km, entre en résonance par déstabilisation suite à la subsidence d'un bloc lithosphérique le long de failles lubrifiées (LP) entraînant un glissement lent et asismique, ponctué de ruptures cassantes (VT). Afin de corréliser le mécanisme purement CLVD, sans variation de volume, avec la résonance de la source, deux hypothèses subsistent sur la nature des fluides qui remplissent le *sill*. Dans une première hypothèse, la nature incompressible du magma impose que l'encaissant soit élastique et déformable, donc fracturé et ductile (*mush*). Dans une seconde hypothèse, le magma est plus compressible, e. g., en augmentant la fraction gazeuse du magma, autorisant ce dernier à se déformer. Afin de conserver le volume, l'ouverture provoquée par la subsidence du bloc est compensée par un pincement des extrémités de la lentille magmatique.

La variation long terme de la période dominante et de la première *overtone* des signaux VLF peuvent se rapporter à une variation des dimensions de la cavité résonante. Mais ces variations peuvent être générées par un changement des propriétés chimiques du magma, e. g., par l'apport ou la libération de gaz. Cette hypothèse sous-tend alors que le système n'est ni clos, ni isolé du reste du système magmatique.

L'oscillation de très longue durée pourrait s'expliquer par un glissement lent du bloc rigide le long de failles lubrifiées, comme par un apport de fluides par percolation, provenant d'une source plus profonde. Les liens d'excitation qui résident entre les VT, les LP et les VLF pointent vers un couplage mécanique qui serait aussi responsable de la durée extrême de l'oscillation. Ces liens restent cependant à être attestés de façon plus approfondie.

Dans les deux hypothèses, une variation de volume et/ou des dimensions devrait être décelée dans le mécanisme qui rayonne; et pourtant il a été constaté que les attributs de premier et second ordre qui caractérisent les signaux VLF sont constants sur les trois ans analysés. Notons tout de même, le mécanisme à la source et la variation du contenu fréquentiel ne partagent pas les mêmes échelles de temps. Ils ne sont donc pas incompatibles.

En conclusion, si nous avons pu caractériser les signaux VLF, les modéliser et commencer

à mieux cerner la réalité physique qu'ils recouvrent, de nombreux points restent à discuter.

Perspectives

Dans le but d'améliorer la modélisation des signaux VLF et d'affiner nos hypothèses sur la profondeur et le mécanisme de la source :

- calcul et modélisation de l'évolution des rapports d'amplitude de la forme d'onde au sein du réseau local ;
- affiner les paramètres de la méthode de localisation par rétro-projection pour l'énergie de l'*overtone* à ~ 6 s où la longueur d'onde, plus courte que les ~ 15 s, est davantage en accord avec les approximations physiques de la propagation des ondes de volume ;
- analyser l'*overtone* à 6 s par la modélisation de la forme d'onde au sein du réseau local ;
- explorer le rapport des proportions au sein du mécanisme TC, des composantes volumétrique (ISO) et déviatoriques (CLVD) afin d'affiner les observations de second ordre et de proposer une physique plus réaliste avec les observations et le contexte ;
- déterminer et/ou calibrer le moment sismique avec le calcul de l'intégrale de la première oscillation à ~ 15 s, i.e, d'une demi-période, du signal VLF ;
- explorer l'effet d'un modèle de vitesse stratifié sur la vitesse apparente de la phase et la polarisation du plan vertical modélisées, prenant en compte différents contrastes de v_P/v_S ;
- explorer l'effet d'un modèle de vitesse 3D sur la simulation des formes d'ondes ;
- calculer les dimensions et/ou le volume de la cavité résonante avec un modèle non centré sur la fréquence fondamentale de la résonance ;
- modéliser la faible atténuation de la décroissante exponentielle sinusoïdale par un mécanisme oscillatoire ;
- comprendre les liens de déclenchement et d'excitation entre la sismicité haute fréquence (VT et LP) et les signaux VLF par une caractérisation statistique, temporelle et spatiale approfondie.

La détection, la localisation et la caractérisation des signaux *very low frequency* se sont révélés de haute importance face à la ré-activation du système magmatique transcrustal de Mayotte. En effet, le *sill* magmatique en résonance à 30 km est une clef importante dans la compréhension de la dynamique de l'effondrement de caldeira possiblement en cours à ~ 12 km à l'Est des côtes mahoraises.

Bibliographie

- Chastity Aiken, Jean-Marie Saurel, and Océane Foix. Earthquake location and detection modeling for a future seafloor observatory along mayotte's volcanic ridge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 418 :107322, 2021. ISSN 0377-0273. doi : <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107322>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027321001517>.
- K. Aki and P. Richards. Quantitative seismology. theory and methods. Freeman, San Francisco, USA, 1980.
- Keiiti Aki, Mike Fehler, and Shamita Das. Source mechanism of volcanic tremor : fluid-driven crack models and their application to the 1963 kilauea eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(3) :259–287, 1977. ISSN 0377-0273. doi : [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(77\)90003-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(77)90003-8). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027377900038>.
- Chao An, Chen Cai, Yong Zheng, Lingsen Meng, and Philip Liu. Theoretical solution and applications of ocean bottom pressure induced by seismic seafloor motion. *Geophysical Research Letters*, 44(20) :10,272–10,281, 2017. doi : <https://doi.org/10.1002/2017GL075137>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017GL075137>.
- Jean-Christophe Audru, Pol Guennoc, Isabelle Thinon, and Olivier Abellard. Bathymay : la structure sous-marine de mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *Comptes Rendus Géoscience*, 338(16) :1240–1249, 2006. ISSN 1631-0713. doi : <https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.07.010>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071306002288>.
- Sara Bazin, Jean-Yves Royer, Flavie Dubost, Fabien Paquet, Benoît Loubrieu, Aude Lavaysière, Christine Deplus, Nathalie Feuillet, Éric Jacques, Emmanuel Rinnert, Isabelle Thinon, Élodie Lebas, Delphine Pierre, Lise Retailleau, Jean-Marie Saurel, Alexey Sukhovich, Robin Bonnet, and the REVOSIMA group. Initial results from a hydroacoustic network to monitor submarine lava flows near Mayotte Island. *Comptes Rendus. Géoscience*, 2022. doi : 10.5802/crgeos.119. Online first.
- Carole Berthod, Etienne Médard, Patrick Bachèlery, Lucia Gurioli, Andrea Di Muro, Aline Peltier, Jean-Christophe Komorowski, Mhammed Benbakkar, Jean-Luc Devidal, Jessica Langlade, Pascale Besson, Georges Boudon, Estelle Rose-Koga, Christine Deplus, Anne Le Friant, Manon Bickert, Sophie Nowak, Isabelle Thinon, Pierre Burckel, Samia Hidalgo, Melanie Kalliwoda, Stephan J. Jorry, Yves Fouquet, and Nathalie Feuillet. The 2018-ongoing mayotte submarine eruption : Magma migration imaged by petrological monitoring. *Earth and Planetary Science Letters*, 571 :117085, 2021. ISSN 0012-821X. doi : <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117085>.

1016/j.epsl.2021.117085. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X2100340X>.

Carole Berthod, Jean-Christophe Komorowski, Lucia Gurioli, Etienne Médard, Patrick Bachèlery, Pascale Besson, Pauline Verdurme, Oryaëlle Chevrel, Andrea Di Muro, Aline Peltier, Jean-Luc Devidal, Sophie Nowak, Isabelle Thinon, Pierre Burckel, Samia Hidalgo, Christine Deplus, Benoît Loubrieu, Delphine Pierre, Sylvain Bermell, Mathilde Pitel-Roudaut, Yvan Réaud, Sacha Fouchard, Manon Bickert, Anne Le Friant, Fabien Paquet, Nathalie Feuillet, Stephan L. Jorry, Yves Fouquet, Emmanuel Rinnert, Cécile Cathalot, and Elodie Lebas. Temporal magmatic evolution of the Fani Maoré submarine eruption 50 km east of Mayotte revealed by in situ sampling and petrological monitoring. *Comptes Rendus. Géoscience*, 2022. doi : 10.5802/crgeos.155. Online first.

Didier Bertil, Nicolas Mercury, Cécile Doubre, Anne Lemoine, and Jérôme Van der Woerd. The unexpected Mayotte 2018–2020 seismic sequence : a reappraisal of the regional seismicity of the Comoros. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1) :211–235, 2021. doi : 10.5802/crgeos.79.

S. N. Bhattacharya. Monochromatic rayleigh waves of a period around 15 s recorded from long-period earthquakes at the east of mayotte, north mozambique channel, and characteristics of oscillations at the source. *Pure and Applied Geophysics*, 179(6) :2067–2082, 2022. doi : 10.1007/s00024-022-03051-7. URL <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03051-7>.

S. N. Bhattacharya, V. K. Gahalaut, Narendra Pandey, Shankar Pal, Rajeev Manhas, and G. Suresh. Source of unusual monochromatic wave packets recorded globally in the seismograms of 11 november 2018. *Current Science*, 118(7) :1069–1076, 2020. doi : 10.18520/CSU/v118/i7/1069-1076. URL https://www.researchgate.net/publication/341591861_Source_of_unusual_monochromatic_wave_packets_recorded_globally_in_the_seismograms_of_11_November_2018.

M. Bouchon. A review of the discrete wavenumber method. *pure and applied geophysics*, 160(3) : 445–465, 2003. doi : 10.1007/PL00012545. URL <https://doi.org/10.1007/PL00012545>.

Peter D. Bromirski, Fred K. Duennebier, and Ralph A. Stephen. Mid-ocean microseisms. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(4), 2005. doi : <https://doi.org/10.1029/2004GC000768>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004GC000768>.

Torres C. RA, Gómez M. DM, and Narvàez M. L. Unusual seismic signals associated with the activity at galeras volcano, colombia, from july 1992 to september 1994. *Annals Of Geophysics*. doi : <https://doi.org/10.4401/ag-3975>. URL <https://www.annalsofgeophysics.eu/index.php/annals/article/view/3975>.

Pierre Cadeau, Didier Jézéquel, Alexis Groleau, Andrea Di Muro, and Magali Ader. Impact of the seismo-volcanic crisis offshore Mayotte on the Dziani Dzaha Lake. *Comptes Rendus. Géoscience*, 2022. doi : 10.5802/crgeos.172. Online first.

IPGP Data Center. re3data.org : Ipgp data center, 2021. URL <http://datacenter.ipgp.fr/data.php>.

Simone Cesca, Jean Letort, Hoby N. T. Razafindrakoto, Sebastian Heimann, Eleonora Rivalta, Marius P. Isken, Mehdi Nikkhoo, Luigi Passarelli, Gesa M. Petersen, Fabrice Cotton, and Torsten Dahm. Drainage of a deep magma reservoir near mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nature Geoscience*, 13(1) :87–93, 2020. doi : 10.1038/s41561-019-0505-5. URL <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0505-5>.

- B. A. Chouet. *New Methods and Future Trends in Seismological Volcano Monitoring*, pages 23–97. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 1996a. ISBN 978-3-642-80087-0. doi : 10.1007/978-3-642-80087-0_2. URL https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_2.
- Bernard Chouet. Resonance of a fluid-driven crack : Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B5) :4375–4400, 1988. doi : <https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04375>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB093iB05p04375>.
- Bernard Chouet and Bruce R. Julian. Dynamics of an expanding fluid-filled crack. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 90(B13) :11187–11198, 1985. doi : <https://doi.org/10.1029/JB090iB13p11187>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB090iB13p11187>.
- Bernard A. Chouet. Long-period volcano seismicity : its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380(6572) :309–316, 1996b. doi : 10.1038/380309a0. URL <https://doi.org/10.1038/380309a0>.
- Bernard A. Chouet and Robin S. Matoza. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252 :108–175, 2013. ISSN 0377-0273. doi : <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027312003435>.
- Fabrice Cotton and Olivier Coutant. Dynamic stress variations due to shear faults in a plane-layered medium. *Geophysical Journal International*, 128(3) :676–688, 03 1997. ISSN 0956-540X. doi : 10.1111/j.1365-246X.1997.tb05328.x. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05328.x>.
- Fabrice Cotton and Olivier Coutant. *Dynamic stress variations due to shear faults in a plane-layered medium*. Université Grenoble-Alpes, Last update : Jan 18, 2021. URL <https://github.com/coutanto/axitra>.
- Vincent Courtillot, Anne Davaille, Jean Besse, and Joann Stock. Three distinct types of hotspots in the earth’s mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3) :295–308, 2003. ISSN 0012-821X. doi : [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X02010488>.
- Torsten Dahm and Frank Krüger. Moment tensor inversion and moment tensor interpretation. *Bormann, P. (Ed.), New Manual of Seismological Observatory Practice*, 2(NMSOP-2) :1–37, 2014. doi : https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2_IS_3.9.
- Mathieu Darnet, Pierre Wawrzyniak, Pascal Tarits, Sophie Hautot, and Jean-François d’Eu. Mapping the geometry of volcanic systems with magnetotelluric soundings : results from a land and marine magnetotelluric survey performed during the 2018-2019 Mayotte seismo-volcanic crisis. In *25th EM Induction Workshop*, Çeşme, Turkey, September 2022. URL <https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-03693765>.
- La Ville de Besançon. Mémoire vive, le patrimoine numérisé de besançon. URL <https://memoirevive.besancon.fr>.
- Delphine Debeuf. *Étude de l’évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte, Archipel des Comores, océan Indien : approches structurale, pétrographique, géochimique et géochro-*

- nologique*. Theses, Université de la Réunion, September 2009. URL <https://theses.hal.science/tel-00646477>.
- Christine Deplus, Nathalie Feuillet, Patrick Bachelery, Yves Fouquet, Stephan Jorry, Isabelle Thinon, I. Sylvain Bermell, F. Besson, , Arnaud Gaillot, Clément Guérin, Anne Le Friant, Fabien Paquet, D. Pierre, and M. Pitel-Roudaut. Early development and growth of a deep seafloor volcano : preliminary results from the mayobs cruises. presented at AGU Fall Meeting, Abstract V431-022, 9-13 December 2019.
- Maud H. Devès, Sophie Moirand, Louise Le Vagueresse, and Geoffrey Robert. Mayotte’s seismo-volcanic “crisis” in news accounts (2018–2021). *Comptes Rendus. Géoscience*, 354(S2) :391–415, 2022. doi : 10.5802/crgeos.149.
- Anthony Dofal. *Structure de la lithosphère de l’océan Indien occidental révélée par la méthode des fonctions récepteur*. Theses, Université de la Réunion, May 2021. URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-03345990>.
- Zacharie Duputel and Luis Rivera. The 2007 caldera collapse of piton de la fournaise volcano : Source process from very-long-period seismic signals. *Earth and Planetary Science Letters*, 527 :115786, 2019. ISSN 0012-821X. doi : <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115786>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X19304789>.
- Adam M. Dziewonski and Don L. Anderson. Preliminary reference earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4) :297–356, 1981. ISSN 0031-9201. doi : [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0031920181900467>.
- Marie Edmonds, Katharine V. Cashman, Marian Holness, and Matthew Jackson. Architecture and dynamics of magma reservoirs. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 377(2139) :20180298, 2019. doi : 10.1098/rsta.2018.0298. URL <https://royalsocietypublishing.org/doi/abs/10.1098/rsta.2018.0298>.
- M. Nettles Ekström, G. and A. M. Dziewonski. The global cmt project 2004-2010 : Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, pages 1–9, 2012. doi : 10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Laure Fallou, Rémy Bossu, Matthieu Landès, Julien Roch, Frédéric Roussel, Robert Steed, and Sylvain Julien-Laferrière. Citizen seismology without seismologists? lessons learned from mayotte leading to improved collaboration. *Frontiers in Communication*, 5, 2020. ISSN 2297-900X. doi : 10.3389/fcomm.2020.00049. URL <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fcomm.2020.00049>.
- Vincent Famin, Laurent Michon, and Anli Bourhane. The comoros archipelago : a right-lateral transform boundary between the somalia and lwandle plates. *Tectonophysics*, 789 :228539, 2020. ISSN 0040-1951. doi : <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228539>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195120302225>.
- M. G. Ferrick, A. Qamar, and W. F. St. Lawrence. Source mechanism of volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 87(B10) :8675–8683, 1982. doi : <https://doi.org/10.1029/JB087iB10p08675>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB087iB10p08675>.

- Nathalie Feuillet. Mayobs1 cruise, rv marion dufresne, 2019. URL <https://campagnes.flotteoceanographique.fr/campaign?id=18001217>.
- Nathalie Feuillet, Jérôme Van der Woerd, and RESIF. Seismic sequence monitoring on land and at sea in mayotte : Sismayotte (resif-sismob), 2020. URL https://seismology.resif.fr/networks/#/1T_2018.
- Nathalie Feuillet, Stephan Jorry, Wayne C. Crawford, Christine Deplus, Isabelle Thinon, Eric Jacques, Jean Marie Saurel, Anne Lemoine, Fabien Paquet, Claudio Satriano, Chastity Aiken, Océane Foix, Philippe Kowalski, Angèle Laurent, Emmanuel Rinnert, Cécile Cathalot, Jean-Pierre Donval, Vivien Guyader, Arnaud Gaillot, Carla Scalabrin, Manuel Moreira, Aline Peltier, François Beauducel, Raphaël Grandin, Valérie Ballu, Romuald Daniel, Pascal Pelleau, Jérémy Gomez, Simon Besançon, Louis Geli, Pascal Bernard, Patrick Bachelery, Yves Fouquet, Didier Bertil, Arnaud Lemarchand, and Jérôme Van der Woerd. Birth of a large volcanic edifice offshore mayotte via lithosphere-scale dyke intrusion. *Nature Geoscience*, 14(10) :787–795, 2021. doi : 10.1038/s41561-021-00809-x. URL <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00809-x>.
- Rodrigo Flores Allende. Determination of the link between different type of seismicity during the seismo-volcanic crisis 2018-2021 east of mayotte, 2022.
- Océane Foix, Chastity Aiken, Jean-Marie Saurel, Nathalie Feuillet, Stephan J. Jorry, Emmanuel Rinnert, and Isabelle Thinon. Offshore mayotte volcanic plumbing revealed by local passive tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 420 :107395, 2021. ISSN 0377-0273. doi : <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107395>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027321002249>.
- Lucia Fojtiková, Václav Vavryčuk, Andrej Cipciar, and Ján Madarás. Focal mechanisms of micro-earthquakes in the dobrá voda seismoactive area in the malé karpaty mts. (little carpathians), slovakia. *Tectonophysics*, 492(1) :213–229, 2010. ISSN 0040-1951. doi : <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.06.007>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S004019511000260X>.
- F. R. Fontaine, G. Roullet, B. Hejrani, L. Michon, V. Ferrazzini, G. Barruol, H. Tkalčić, A. Di Muro, A. Peltier, D. Reymond, T. Staudacher, and F. Massin. Very- and ultra-long-period seismic signals prior to and during caldera formation on la réunion island. *Scientific Reports*, 9(1) :8068, 2019. doi : 10.1038/s41598-019-44439-1. URL <https://doi.org/10.1038/s41598-019-44439-1>.
- Fabrice R. Fontaine, Geneviève Roullet, Laurent Michon, Guilhem Barruol, and Andrea Di Muro. The 2007 eruptions and caldera collapse of the piton de la fournaise volcano (la réunion island) from tilt analysis at a single very broadband seismic station. *Geophysical Research Letters*, 41(8) :2803–2811, 2014. doi : <https://doi.org/10.1002/2014GL059691>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014GL059691>.
- William B. Frank, Nikolaï M. Shapiro, and Alexander A. Gusev. Progressive reactivation of the volcanic plumbing system beneath tolbachik volcano (kamchatka, russia) revealed by long-period seismicity. *Earth and Planetary Science Letters*, 493 :47–56, 2018. ISSN 0012-821X. doi : <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.018>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X18302218>.

- GEOFON Data Centre. Geofon seismic network, 1993. URL <http://geofon.gfz-potsdam.de/doi/network/GE>.
- Mike Hagerty and Rafael Benites. Tornillos beneath tongariro volcano, new zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125(1) :151–169, 2003. ISSN 0377-0273. doi : [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00094-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00094-5). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027303000945>. Understanding volcanoes through multiparameter measurements and their interpretation : In memory of Bruno Martinelli.
- Radim Halir and Jan Flusser. Numerically stable direct least squares fitting of ellipses. In *Proc. 6th International Conference in Central Europe on Computer Graphics and Visualization. WSCG*, volume 98, pages 125–132. Citeseer, 1998.
- Stephen P. Hicks. Geoscience analysis on twitter. *Nature Geoscience*, 12(8) :585–586, 2019. doi : 10.1038/s41561-019-0425-4. URL <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0425-4>.
- IPGP. Observatoire volcanologique du piton de la fournaise (ovpf-ipgp). URL <https://www.ipgp.fr/observation/ovs/ovpf/>.
- E. Jacques, R. H. Colomer, A. Lavayssière, A. Lemoine, W. C. Crawford, and MAYOBS/REVOSIMA Seismology group Feuillet. Seismo-tectonic analysis of the mayotte crisis, reactivation of a caldera structure below the moho? presented at AGU Fall Meeting, Abstract V040-0006, 1-17 December 2020.
- E. Jacques, N. Feuillet, C. Aiken, A. Lemoine, W. C. Crawford, C. Deplus, I. Thinon, J. M. Saurel, M. Bès de Berc, C. Broucke, A. Colombain, R. Daniel, G. Dectot, A. Dofal, O. Foix, J. Gomez, M. Grunberg, P. Kowalski, A. Laurent, F. Léger, A. Lemarchand, and P. Pelleau. The 2018-2019 mayotte seismic crisis : Evidence of an upper mantle rifting event ? presented at AGU Fall Meeting, Abstract V43I-0221, 9-13 December 2019.
- Stephan Jorry. Bathymétrie - mayotte (campagne mayobs2, 2019), 2019. URL <https://sextant.ifremer.fr/record/fe82740d-0583-49ec-9e5c-9ea89df9a9b1/>.
- M. L. Jost and R. B. Herrmann. A Student’s Guide to and Review of Moment Tensors. *Seismological Research Letters*, 60(2) :37–57, 04 1989. ISSN 0895-0695. doi : 10.1785/gssrl.60.2.37. URL <https://doi.org/10.1785/gssrl.60.2.37>.
- Cyril Journeau, Nikolai M. Shapiro, Léonard Seydoux, Jean Soubestre, Ivan Y. Koulakov, Andrei V. Jakovlev, Ilyas Abkadyrov, Evgeny I. Gordeev, Danila V. Chebrov, Dmitry V. Droznin, Christoph Sens-Schönfelder, Birger G. Luehr, Francis Tong, Gaspard Farge, and Claude Jaupart. Seismic tremor reveals active trans-crustal magmatic system beneath kamchatka volcanoes. *Science Advances*, 8(5) :eabj1571, 2022. doi : 10.1126/sciadv.abj1571. URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/sciadv.abj1571>.
- B. Julian, Angus Miller, and Gillian Foulger. Non-double-couple earthquakes. 1. theory. *Reviews of Geophysics - REV GEOPHYS*, 36, 11 1998. doi : 10.1029/98RG00716.
- Bruce R. Julian. Volcanic tremor : Nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B6) :11859–11877, 1994. doi : <https://doi.org/10.1029/93JB03129>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/93JB03129>.
- B. L. N. Kennett and E. R. Engdahl. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2) :429–465, 05 1991. ISSN 0956-540X. doi : 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>.

- B. L. N. Kennett, E. R. Engdahl, and R. Buland. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1) :108–124, 07 1995. ISSN 0956-540X. doi : 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.
- L. Knopoff and M. J. Randall. The compensated linear-vector dipole : A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 75(26) :4957–4963, 1970. doi : <https://doi.org/10.1029/JB075i026p04957>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB075i026p04957>.
- Hiroyuki Kumagai and Bernard A. Chouet. The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes. *Geophysical Journal International*, 138(2) :F7–F12, 08 1999. ISSN 0956-540X. doi : 10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x. URL <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00911.x>.
- Hiroyuki Kumagai, Koji Miyakawa, Hiroaki Negishi, Hiroshi Inoue, Kazushige Obara, and Daisuke Suetsugu. Magmatic dike resonances inferred from very-long-period seismic signals. *Science*, 299 :2058–2061, 2003. doi : 10.1126/science.1081195.
- Angèle Laurent. Étude simologique de la crise sismique à l'est de mayotte en 2018-2019, 2019.
- Angèle Laurent, Claudio Satriano, Pascal Bernard, Nathalie Feuillet, and Stephan Jorry. Detection, location and characterization of vlf events during the 2018-2020 seismo-volcanic crisis in mayotte. presented at AGU Fall Meeting 2020 (V040-0004), 2020. URL <https://agu2020fallmeeting-agu.ipostersessions.com/Default.aspx?s=F5-FB-38-94-27-35-70-CC-AD-6C-D4-16-06-D1-2E-BD>.
- Aude Lavayssière, Wayne C. Crawford, Jean-Marie Saurel, Claudio Satriano, Nathalie Feuillet, Eric Jacques, and Jean-Christophe Komorowski. A new 1d velocity model and absolute locations image the mayotte seismo-volcanic region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 421 :107440, 2022. ISSN 0377-0273. doi : <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107440>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027321002699>.
- Nathaniel Herzberg Le Monde. Tambora, autopsie d'un monstre volcanique, 2015. URL https://www.lemonde.fr/sciences/article/2015/04/03/tambora-autopsie-d-un-monstre-volcanique_4609175_1650684.html.
- D. Legrand, D. Rouland, M. Frogneux, R. Carniel, D. Charley, G. Roult, and C. Robin. Interpretation of very long period tremors at ambrym volcano, vanuatu, as quasi-static displacement field related to two distinct magmatic sources. *Geophysical Research Letters*, 32(6), 2005. doi : <https://doi.org/10.1029/2004GL021968>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004GL021968>.
- Anne Lemoine, Pierre Briole, Didier Bertil, Agathe Roullé, Michael Foumelis, Isabelle Thinnon, Daniel Raucoules, Marcello de Michele, Pierre Valtý, and Roser Hoste Colomer. The 2018–2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands : seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophysical Journal International*, 223(1) :22–44, 06 2020. ISSN 0956-540X. doi : 10.1093/gji/ggaa273. URL <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa273>.

- Marco Liuzzo, Andrea Di Muro, Andrea Luca Rizzo, Antonio Caracausi, Fausto Grassa, Nicolas Fournier, Bafakih Shafik, Guillaume Boudoire, Massimo Coltorti, Manuel Moreira, and Francesco Italiano. Gas geochemistry at grande comore and mayotte volcanic islands (comoros archipelago), indian ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(8) :e2021GC009870, 2021. doi : <https://doi.org/10.1029/2021GC009870>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2021GC009870>. e2021GC009870 2021GC009870.
- Marco Liuzzo, Andrea Di Muro, Andrea Luca Rizzo, Fausto Grassa, Massimo Coltorti, and Magali Ader. The composition of gas emissions at Petite Terre (Mayotte, Comoros) : inference on magmatic fingerprints. *Comptes Rendus. Géoscience*, 2022. doi : 10.5802/crgeos.148. Online first.
- Anthony Lomax and Alexandros Savvaidis. High-precision earthquake location using source-specific station terms and inter-event waveform similarity. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 127(1) :e2021JB023190, 2022. doi : <https://doi.org/10.1029/2021JB023190>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2021JB023190>. e2021JB023190 2021JB023190.
- Yuta Maeda and Hiroyuki Kumagai. A generalized equation for the resonance frequencies of a fluid-filled crack. *Geophysical Journal International*, 209(1) :192–201, 01 2017. ISSN 0956-540X. doi : 10.1093/gji/ggx019. URL <https://doi.org/10.1093/gji/ggx019>.
- Charles Masquelet, Sylvie Leroy, Matthias Delescluse, Nicolas Chamot-Rooke, Isabelle Thion, Anne Lemoine, Dieter Franke, Louise Watremez, Philippe Werner, Fabien Paquet, Carole Berthod, Victor Cabiativa Pico, and Daniel Sauter. The East-Mayotte new volcano in the Comoros Archipelago : structure and timing of magmatic phases inferred from seismic reflection data. *Comptes Rendus. Géoscience*, 2022. doi : 10.5802/crgeos.154. Online first.
- Robin S. Matoza and Diana C. Roman. One hundred years of advances in volcano seismology and acoustics. *Bulletin of Volcanology*, 84(9) :86, 2022. doi : 10.1007/s00445-022-01586-0. URL <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01586-0>.
- Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA), Observatoire Volcanologique Du Piton De La Fournaise (OVPF), Institut De Physique Du Globe De Paris (IPGP), and Bureau De Recherches Géologiques Et Minières (BRGM). Comoros archipelago seismic and volcano network, 2019. URL <http://volobsis.ipgp.fr/networks/detail/QM/>.
- Mayotte Volcanological And Seismological Monitoring Network (REVOSIMA), Institut de physique du globe de Paris (IPGP), Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer (IFREMER), and Centre national de la recherche scientifique (CNRS). Data collection of the mayotte volcanological and seismological monitoring network (revosima), 2021. URL <http://volobsis.ipgp.fr/revosima/>.
- Alessandro Mazzullo, Eléonore Stutzmann, Jean-Paul Montagner, Sergey Kiselev, Satish Mau-rya, Guilhem Barruol, and Karin Sigloch. Anisotropic tomography around la réunion island from rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(11) : 9132–9148, 2017. doi : <https://doi.org/10.1002/2017JB014354>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JB014354>.

- Oleg Melnik, Vladimir Lyakhovsky, Nikolai M. Shapiro, Natalia Galina, and Olga Bergal-Kuvikas. Deep long period volcanic earthquakes generated by degassing of volatile-rich basaltic magmas. *Nature Communications*, 11(1) :3918, 2020. doi : 10.1038/s41467-020-17759-4. URL <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17759-4>.
- Nicolas Mercury, Anne Lemoine, Cécile Doubre, Didier Bertil, Jérôme Van Der Woerd, Roser Hoste-Colomer, and Jean Battaglia. Onset of a submarine eruption east of Mayotte, Comoros archipelago : the first ten months seismicity of the seismo-volcanic sequence (2018–2019). *Comptes Rendus. Géoscience*, 354(S2) :105–136, 2022. doi : 10.5802/crgeos.191.
- Laurent Michon. The volcanism of the comoros archipelago integrated at a regional scale. pages 333–344, 2016. doi : 10.1007/978-3-642-31395-0_21.
- Laurent Michon, Vincent Famin, and Xavier Quidelleur. Evolution of the east african rift system from trap-scale to plate-scale rifting. *Earth-Science Reviews*, 231 :104089, 2022. ISSN 0012-8252. doi : <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104089>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825222001738>.
- Tushar Mittal, Jacob S. Jordan, Lise Retailleau, François Beauducel, and Aline Peltier. Mayotte 2018 eruption likely sourced from a magmatic mush. *Earth and Planetary Science Letters*, 590 :117566, 2022. ISSN 0012-821X. doi : <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117566>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X22002023>.
- C. A. Neal, S. R. Brantley, L. Antolik, J. L. Babb, M. Burgess, K. Calles, M. Cappos, J. C. Chang, S. Conway, L. Desmither, P. Dotray, T. Elias, P. Fukunaga, S. Fuke, I. A. Johanson, K. Kamibayashi, J. Kauahikaua, R. L. Lee, S. Pekalib, A. Miklius, W. Million, C. J. Moniz, P. A. Nadeau, P. Okubo, C. Parcheta, M. R. Patrick, B. Shiro, D. A. Swanson, W. Tollett, F. Trusdell, E. F. Younger, M. H. Zoeller, E. K. Montgomery-Brown, K. R. Anderson, M. P. Poland, J. L. Ball, J. Bard, M. Coombs, H. R. Dietterich, C. Kern, W. A. Thelen, P. F. Cervelli, T. Orr, B. F. Houghton, C. Gansecki, R. Hazlett, P. Lundgren, A. K. Diefenbach, A. H. Lerner, G. Waite, P. Kelly, L. Clor, C. Werner, K. Mulliken, G. Fisher, and D. Damby. The 2018 rift eruption and summit collapse of Kilauea volcano. *Science*, 363(6425) : 367–374, 2019. doi : 10.1126/science.aav7046. URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.aav7046>.
- Pierre Nehlig, Frédéric Lacquement, Julien Bernard, Martial Caroff, Jacques Deparis, Timothée Jaouen, Anne Aziliz Pelleter, José Perrin, Caroline Prognon, and Benoit Vittecoq. Notice explicative de la carte géologique de la France (1/30 000), feuille Mayotte (1179). Technical report, BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, Orléans, France, 2013.
- Meredith Nettles and Göran Ekström. Faulting mechanism of anomalous earthquakes near Bárðarbunga volcano, Iceland. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B8) : 17973–17983, 1998. doi : <https://doi.org/10.1029/98JB01392>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/98JB01392>.
- J.W. Neuberg, H. Tuffen, L. Collier, D. Green, T. Powell, and D. Dingwell. The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(1) :37–50, 2006. ISSN 0377-0273. doi : <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027305003823>. MULTIMO : Multi-Parameter Monitoring, Modelling and Forecasting of Volcanic Hazard.

- Mehdi Nikkhoo, Thomas R. Walter, Paul R. Lundgren, and Pau Prats-Iraola. Compound dislocation models (CDMs) for volcano deformation analyses. *Geophysical Journal International*, 208(2) :877–894, 11 2016. ISSN 0956-540X. doi : 10.1093/gji/ggw427. URL <https://doi.org/10.1093/gji/ggw427>.
- T. Nissen-Meyer, M. van Driel, S. C. Stähler, K. Hosseini, S. Hempel, L. Auer, A. Colombi, and A. Fournier. Axisem : broadband 3-d seismic wavefields in axisymmetric media. *Solid Earth*, 5(1) :425–445, 2014. doi : 10.5194/se-5-425-2014. URL <https://se.copernicus.org/articles/5/425/2014/>.
- J. Nougier, J.M. Cantagrel, and J.P. Karche. The comores archipelago in the western indian ocean : volcanology, geochronology and geodynamic setting. *Journal of African Earth Sciences (1983)*, 5(2) :135–145, 1986. ISSN 0731-7247. doi : [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(86\)90003-5](https://doi.org/10.1016/0899-5362(86)90003-5). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0899536286900035>.
- Anne Obermann, Thomas Planès, Eric Larose, Christoph Sens-Schönfelder, and Michel Campillo. Depth sensitivity of seismic coda waves to velocity perturbations in an elastic heterogeneous medium. *Geophysical Journal International*, 194(1) :372–382, 04 2013. ISSN 0956-540X. doi : 10.1093/gji/ggt043. URL <https://doi.org/10.1093/gji/ggt043>.
- Aline Peltier, Sébastien Saur, Valérie Ballu, François Beauducel, Pierre Briole, Kristel Charnard, Denis Dausse, Jean-Bernard De Chabalier, Raphael Grandin, Perrine Rouffiac, Yann-Treden Tranchant, Maxime Bès de Berc, Simon Besançon, Patrice Boissier, Céleste Broucke, Christophe Brunet, Kevin Canjamalé, Erwan Carne, Philippe Catherine, Alison Colombain, Wayne Crawford, Romuald Daniel, Grégoire Dectot, Nicolas Desfete, Cécile Doubre, Tom Dumouch, Cyprien Griot, Marc Grunberg, Hélène Jund, Philippe Kowalski, Frédéric Lauret, Jacques Lebreton, Frédérick Pesqueira, Frédéric Tronel, Pierre Valty, and Jérôme van der Woerd. Ground deformation monitoring of the eruption offshore Mayotte. *Comptes Rendus. Géoscience*, 2022. doi : 10.5802/crgeos.176. Online first.
- Natalia Poiata, Claudio Satriano, Jean-Pierre Vilotte, Pascal Bernard, and Kazushige Obara. Multiband array detection and location of seismic sources recorded by dense seismic networks. *Geophysical Journal International*, 205(3) :1548–1573, 02 2016. ISSN 0956-540X. doi : 10.1093/gji/ggw071. URL <https://doi.org/10.1093/gji/ggw071>.
- Pablo Poulain, Anne Le Friant, Rodrigo Pedreros, Anne Mangeney, Andrea G. Filippini, Gilles Grandjean, Anne Lemoine, Enrique D. Fernández-Nieto, Manuel J. Castro Díaz, and Marc Peruzzetto. Numerical simulation of submarine landslides and generated tsunamis : application to the on-going Mayotte seismo-volcanic crisis. *Comptes Rendus. Géoscience*, 2022. doi : 10.5802/crgeos.138. Online first.
- Valentine Puzenat, Nathalie Feuillet, Jean-Christophe Komorowski, Javier Escartín, Christine Deplus, Patrick Bachèlery, Carole Berthod, Lucia Gurioli, Carla Scalabrin, Cécile Cathalot, Emmanuel Rinnert, Benoît Loubrieu, Delphine Pierre, Mathilde Pitel-Roudaut, Nina Tanguy, Yves Fouquet, Stephan J. Jorry, Elodie Lebas, Fabien Paquet, and Isabelle Thinon. Volcano-tectonic structures of Mayotte’s upper submarine slope : insights from high-resolution bathymetry and in-situ imagery from a deep-towed camera. *Comptes Rendus. Géoscience*, 2022. doi : 10.5802/crgeos.175. Online first.
- Xavier Quidelleur, Laurent Michon, Vincent Famin, Marie-Charlotte Geffray, Martin Danišić,

- Nicholas Gardiner, Anaïs Rusquet, and Mohamed Gou Zakaria. Holocene volcanic activity in anjouan island (comoros archipelago) revealed by new cassagnol-gillot groundmass k–ar and 14c ages. *Quaternary Geochronology*, 67 :101236, 2022. ISSN 1871-1014. doi : <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101236>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1871101421000868>.
- Raspberry Shake, S.A. Raspberry shake, 2016. URL <https://www.fdsn.org/networks/detail/AM/>.
- Lise Retailleau, Jean-Marie Saurel, Marine Laporte, Aude Lavayssière, Valérie Ferrazzini, Weiqiang Zhu, Gregory C. Beroza, Claudio Satriano, Jean-Christophe Komorowski, and OVPF Team. Automatic detection for a comprehensive view of Mayotte seismicity. *Comptes Rendus. Géoscience*, 2022. doi : 10.5802/crgeos.133. Online first.
- Teal R. Riley and Kim B. Knight. Age of pre-break-up gondwana magmatism. *Antarctic Science*, 13(2) :99–110, 2001. doi : 10.1017/S0954102001000177.
- Elisa Josiane Rindraharisaona, Mariangela Guidarelli, Abdulkarim Aoudia, and Gérard Rambolamanana. Earth structure and instrumental seismicity of madagascar : Implications on the seismotectonics. *Tectonophysics*, 594 :165–181, 2013. ISSN 0040-1951. doi : <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.033>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195113002199>.
- Emmanuel RINNERT, Elodie LEBAS, Fabien PAQUET, Stéphan JORRY, Nathalie FEUILLET, Isabelle THINON, and Yves FOUQUET. Mayobs, 2019. URL <https://campagnes.flotteoceanographique.fr/series/291/>.
- Résif-RLBP French Broad-band network. Résif-rap strong motion network and other seismic stations in metropolitan france, 1995. URL <https://www.resif.fr>.
- Hossein Sadeghi and Sadaomi Suzuki. Observation of the long-period monotonic seismic waves of the november 11, 2018, mayotte event by iranian broadband seismic stations. *Earth, Planets and Space*, 73(1) :97, 2021. doi : 10.1186/s40623-021-01408-1. URL <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01408-1>.
- Jean-Marie Saurel, Eric Jacques, Chastity Aiken, Anne Lemoine, Lise Retailleau, Aude Lavayssière, Océane Foix, Anthony Dofal, Angèle Laurent, Nicolas Mercury, Wayne Crawford, Arnaud Lemarchand, Romuald Daniel, Pascal Pelleau, Maxime Bès de Berc, Grégoire Decotot, Didier Bertil, Agathe Roullé, Céleste Broucke, Alison Colombain, Hélène Jund, Simon Besançon, Pierre Guyavarch, Philippe Kowalski, Mickaël Roudaut, Ronan Apprioual, Jean Battaglia, Soumya Bodihar, Patrice Boissier, Marie Paule Bouin, Christophe Brunet, Kevin Canjamale, Philippe Catherine, Nicolas Desfete, Cécile Doubre, Rémi Dretzen, Tom Dumouche, Philippe Fernagu, Valérie Ferrazzini, Fabrice Fontaine, Arnaud Gaillot, Louis Géli, Cyprien Griot, Marc Grunberg, Emre Can Guzel, Roser Hoste-Colomer, Sophie Lambotte, Frédéric Lauret, Félix Léger, Emmanuel Maros, Aline Peltier, Jérôme Vergne, Claudio Satriano, Frédéric Tronel, Jérôme van Der Woerd, Yves Fouquet, Stephan Jorry, Emmanuel Rinnert, Isabelle Thinon, and Nathalie Feillet. Mayotte seismic crisis : building knowledge in near real-time by combining land and ocean-bottom seismometers, first results. *Geophysical Journal International*, September 2021. doi : 10.1093/gji/ggab392. URL <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-03397108>.

- Jean-Marie Saurel, Lise Retailleau, Christine Deplus, Benoit Loubrieu, Delphine Pierre, Michel Frangieh, Nassim Khelifi, Robin Bonnet, Valérie Ferrazzini, Sara Bazin, Pierre Guyavarch, Maryline Moulin, REVOSIMA Seismology group, and REVOSIMA Bathymetry group. Combining hydro-acoustic sources and bathymetric differences to track the vent evolution of the mayotte eruption, mozambique channel. *Frontiers in Earth Science*, 10, 2022. ISSN 2296-6463. doi : 10.3389/feart.2022.983051. URL <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2022.983051>.
- Scripps Institution of Oceanography. Global seismograph network - iris/ida, 1986. URL <https://www.fdsn.org/networks/detail/II/>.
- Dieter Seidl and Margaret Hellweg. Parameterization of multichromatic tornillo signals observed at galeras volcano (colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125 (1) :171–189, 2003. ISSN 0377-0273. doi : [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00095-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00095-7). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027303000957>. Understanding volcanoes through multiparameter measurements and their interpretation : In memory of Bruno Martinelli.
- Ashley Shuler, Göran Ekström, and Meredith Nettles. Physical mechanisms for vertical-clvd earthquakes at active volcanoes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118 (4) :1569–1586, 2013. doi : <https://doi.org/10.1002/jgrb.50131>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/jgrb.50131>.
- Stuart A. Sipkin. Interpretation of non-double-couple earthquake mechanisms derived from moment tensor inversion. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 91(B1) :531–547, 1986. doi : <https://doi.org/10.1029/JB091iB01p00531>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB091iB01p00531>.
- R. S. J. Sparks, C. Annen, J. D. Blundy, K. V. Cashman, A. C. Rust, and M. D. Jackson. Formation and dynamics of magma reservoirs. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 377(2139) :20180019, 2019. doi : 10.1098/rsta.2018.0019. URL <https://royalsocietypublishing.org/doi/abs/10.1098/rsta.2018.0019>.
- D. Sarah Stamps, Eric Calais, Elifuraha Saria, Chris Hartnady, Jean-Mathieu Nocquet, Cynthia J. Ebinger, and Rui M. Fernandes. A kinematic model for the east african rift. *Geophysical Research Letters*, 35(5), 2008. doi : <https://doi.org/10.1029/2007GL032781>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007GL032781>.
- Jacques Talandier, Olivier Hyvernaud, and René C Maury. Unusual seismic activity in 2011 and 2013 at the submarine volcano rocard, society hot spot (french polynesia). *Geophysical Research Letters*, 43 :4247–4254, 2016. doi : 10.1002/2016GL068342.
- Simon Thivet, Jean Carlier, Lucia Gurioli, Andrea Di Muro, Pascale Besson, Magali Smietana, Georges Boudon, Patrick Bachèlery, Julia Eychenne, and Jean-Marie Nedelec. Magmatic and phreatomagmatic contributions on the ash-dominated basaltic eruptions : Insights from the april and november–december 2005 paroxysmal events at karthala volcano, comoros. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 424 :107500, 2022. ISSN 0377-0273. doi : <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107500>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027322000312>.

- USGS. Advanced National Seismic System (ANSS) Comprehensive Catalog., 2017. URL <https://earthquake.usgs.gov/>.
- M. van Driel, L. Krischer, S. C. Stähler, K. Hosseini, and T. Nissen-Meyer. Instaseis : instant global seismograms based on a broadband waveform database. *Solid Earth*, 6(2) :701–717, 2015. doi : 10.5194/se-6-701-2015. URL <https://se.copernicus.org/articles/6/701/2015/>.
- Václav Vavryčuk. Inversion for parameters of tensile earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B8) :16339–16355, 2001. doi : <https://doi.org/10.1029/2001JB000372>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001JB000372>.
- Václav Vavryčuk. Tensile earthquakes : Theory, modeling, and inversion. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 116(B12), 2011. doi : <https://doi.org/10.1029/2011JB008770>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011JB008770>.
- Václav Vavryčuk. Moment tensor decompositions revisited. *Journal of Seismology*, 19(1) :231–252, 2015. doi : 10.1007/s10950-014-9463-y. URL <https://doi.org/10.1007/s10950-014-9463-y>.
- Jean Virieux. Educational Seismological Project : EDUSEIS. *Seismological Research Letters*, 71(5) :530–535, 09 2000. ISSN 0895-0695. doi : 10.1785/gssrl.71.5.530. URL <https://doi.org/10.1785/gssrl.71.5.530>.
- Gregory P. Waite, Bernard A. Chouet, and Phillip B. Dawson. Eruption dynamics at mount st. helens imaged from broadband seismic waveforms : Interaction of the shallow magmatic and hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(B2), 2008. doi : <https://doi.org/10.1029/2007JB005259>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007JB005259>.
- M. D. Wamba, J.-P. Montagner, B. Romanowicz, and G. Barruol. Multi-mode waveform tomography of the indian ocean upper and mid-mantle around the réunion hotspot. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 126(8) :e2020JB021490, 2021. doi : <https://doi.org/10.1029/2020JB021490>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020JB021490>. e2020JB021490 2020JB021490.
- John D. Wilding, Weiqiang Zhu, Zachary E. Ross, and Jennifer M. Jackson. The magmatic web beneath hawaii. *Science*, 379(6631) :462–468, 2023. doi : 10.1126/science.ade5755. URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.ade5755>.
- Mitchell Withers, Richard Aster, Christopher Young, Judy Beiriger, Mark Harris, Susan Moore, and Julian Trujillo. A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1) :95–106, 02 1998. ISSN 0037-1106. doi : 10.1785/BSSA0880010095. URL <https://doi.org/10.1785/BSSA0880010095>.
- J Zinke, J.J.G Reijmer, B.A Thomassin, W.-Chr Dullo, P.M Grootes, and H Erlenkeuser. Postglacial flooding history of mayotte lagoon (comoro archipelago, southwest indian ocean). *Marine Geology*, 194(3) :181–196, 2003. ISSN 0025-3227. doi : [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00705-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00705-3). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322702007053>.