

ÉCOLE DOCTORALE Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED413)

Institut Terre & Environnement de Strasbourg | ITES | UMR 7063

THÈSE présentée par :

Nicolas Mercury

soutenue le : **15 décembre 2023**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline / Spécialité : **Géophysique / Sismologie**

Analyse et contexte de la sismicité des 10 premiers mois de la crise sismo-volcanique de Mayotte (2018-2019)

THÈSE dirigée par :

Monsieur Jérôme VAN DER WOERD

Chargé de recherches, Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :

Madame Valérie CAYOL

Directrice de recherches, Université Clermont Auvergne

Madame Françoise COURBOULEX

Directrice de recherches, Université Côte d'Azur

AUTRES MEMBRES DU JURY :

Monsieur Didier BERTIL

Ingénieur, BRGM, Service géologique national, Orléans

Monsieur Pierre BRIOLE

Directeur de recherches, Ecole Normale Supérieure

Madame Cécile DOUBRE

Physicienne, Université de Strasbourg

Monsieur Eric JACQUES

Physicien adjoint, Institut de Physique du Globe de Paris

Madame Anne LEMOINE

Chercheuse, BRGM, Service géologique national, Orléans

Remerciements

Merci au BRGM et au Ministère de la Transition Écologique et Sociale d'avoir financé ce doctorat. Merci au BRGM et au CNRS de m'avoir accueilli, spécialement l'unité Risques Sismique et Volcanique de la Direction Risques et Prévention (DRP/RSV) au BRGM d'Orléans, et l'équipe Déformation Active et Dynamique des Reliefs de l'Institut Terre et Environnement de Strasbourg (ITES).

Je tiens à remercier tout spécialement mes encadrants de thèse :

- Anne, merci pour ta patience, ta disponibilité et ta pédagogie, et pour avoir partagé ta connaissance de Mayotte, de l'archipel des Comores, et ta large culture scientifique. Merci aussi d'avoir participé à me faire embarquer sur MAYOBS15 et SISMAORE, qui ont été des expériences inoubliables.
- Didier, merci pour avoir partagé ta vaste expérience d'ingénieur d'observatoire. Ta vision et tes connaissances en sismologie pratique ont largement imprégné ce manuscrit.
- Cécile, merci pour ta rigueur et ton exigence scientifique, ainsi que ta disponibilité permanente malgré ta charge de travail. Je te suis redevable de la pertinence et de la justesse de tes révisions des diverses présentations et écrits, qui ont permis d'en améliorer grandement la qualité.
- Jérôme, merci d'avoir dirigé cette thèse, et de tes coups de main quand j'étais à la ramasse d'un point de vue administratif. Merci d'avoir organisé nos divers échanges, les comités de suivi, et de tes suggestions tout au long de l'avancement de la thèse.

Je garde un très bon souvenir de nos échanges et espère continuer à interagir avec vous quatre dans le futur. J'espère avoir l'occasion de payer enfin ma tournée, à nous cinq, le jour de la soutenance !

De même, je tiens à remercier les membres de mon Comité de Suivi Individuel : Pierre Briole, Bertrand Delouis et Eric Jacques. Merci de vos remarques pertinentes, de votre regard critique et de votre intérêt pour mon travail. Nos échanges annuels ont toujours été très enrichissants et encourageants, et ont été à chaque fois un coup de boost.

Merci à l'unité DRP/RSV qui m'a hébergé avant ma thèse et jusqu'à la fin de la rédaction du manuscrit. Cette unité fournit un cadre de travail très agréable. J'espère avoir l'occasion dans mon futur professionnel de capitaliser sur toute la culture scientifique acquise lors de ces presque quatre ans parmi vous. Je tiens à les remercier individuellement : Anne et Didier, mais aussi mon cobureau Konstantinos, et Nicolas, Nafissatou, Christian, Agathe, Roser, Samuel, Alison, Yohann, Romain, Caterina, Pierre, Florent, Cécile, Célia, Roxanne, Johanna, Julien, Isabelle, Mohammed, Landry, sans oublier Daniel et Marcello. Vous me manquez.

Merci à Karim Ben Slimane, Sébastien Jaffrot, Nicolas Taillefer pour m'avoir fait confiance et accepté à DRP/RSV. Merci à eux et à Gilles Grandjean, Matthieu Darnet, Nicolas Coppo et Agathe Roullé pour leur disponibilité et leurs conseils pour ma vie professionnelle au BRGM et après. Ma gratitude va tout spécialement à toi, Agathe, qui t'es occupée d'une grande partie des tracasseries administratives nécessaires au lancement de la thèse, et spécialement de la mise en relation avec la DGPR, du financement, et de la convention BRGM-DGPR-CNRS. Sans toi, on ne serait pas allé bien loin. Merci d'avoir permis ce travail, et de ta disponibilité en tant que cheffe d'unité.

Merci au personnel scientifique, technique et navigant des missions océanographiques MAYOBS15 et SISMAORE. Ce furent des expériences inoubliables, gravées à jamais dans ma mémoire, et riches professionnellement et personnellement. Merci à Isabelle Thinon, Anne Lemoine, Sylvie Leroy et Emmanuel Rinnert de m'avoir accepté à bord ! Je vous en suis très reconnaissant. Merci à Vincent F. et Vincent R., Laurent, Carla, Julien, Carole, Anne, Fabien, Sarah, Frédérique, Sébastien, Nicolas, Mathias, Louise, Valérie, Cécile, Jérôme, Eric, Dieter, Albane, Julie, Nathalie, et les meilleurs pour la fin, au trio de thésards Charles, Anaïs et Pierre. J'espère vraiment pouvoir ré-embarquer un jour, de préférence avec vous ! Merci plus largement à tous les scientifiques impliqués dans l'ANR COYOTES pour tous les échanges instructifs, spécialement Patrick, Xavier, Daniel et Pauline.

Je ne remercierai jamais assez les assistantes d'unité et autres responsables administratifs, RH ou formations, que ce soit au BRGM (Nafissatou et Isabelle), à l'ITES et à l'université de Strasbourg (mesdames Mesmacque, Fallah, Begriche, Schverer, Karayigit), très efficaces et indispensables pour les diverses démarches : gestion de contrat, trajets, ordres de missions, venues à Strasbourg, inscriptions et réinscriptions, etc.

Merci à l'équipe d'Ultimate Frisbee du BRGM pour tous ces mardi midi très productifs, pauses essentielles pour décompresser. Merci à Samuel et Nicolas de m'avoir introduit à ce sport, et à tous les collègues avec qui j'ai eu le plaisir de jouer : Yohann, Alison, Gaël, Sylvain, Farid, Tom, Théo, Fred, Hugues, Florent, Manon, Simon, Jérôme, Mohammed, Marc, Justine, Julie, et tous ceux que j'oublie dans cette liste.

Merci à toi Adnand pour m'avoir gratifié si généreusement de ton amitié, pour avoir gardé ta porte ouverte pendant mes années au BRGM, pour nos discussions régulières, et pour tous tes conseils avisés. J'espère bien qu'on aura l'occasion de se revoir.

Merci à ma famille pour tous ces moments de décompression pendant la thèse. Vous avoir été un avantage certain pour le maintien du moral nécessaire pour arriver au bout. Merci à toi papa pour partager en permanence ton expérience et tes conseils, et de m'avoir prêté une oreille attentive à mes râleries incessantes et mes doutes permanents. Merci à toi maman d'être un refuge pour tes enfants et d'entretenir le havre de paix familial depuis si longtemps. Merci à Jean-Do et Marie de leur joie, à Matthieu de son affection, à Pascaline et Rodolphe de leur patience, à Paul d'être trop chou, à Antoine d'avoir partagé ses aventures, à Martin et Aleth de savoir être aussi bêtes que moi, à Pierre de sa prévenance et à FX d'être mon plus grand fan, mais surtout merci à vous tous de me supporter dans mes délires depuis bientôt trente ans. Vous avez du mérite !

A toi ma chérie, tous les compliments du paragraphe précédent, que je ne peux pas ré-écrire dans un pur souci littéraire, ce que tu comprendras très bien. Tu m'as tout donné et plus encore, et je ne t'en rendrai jamais assez, je t'aime plus encore que les séismes et les volcans. Merci de me rendre meilleur chaque jour que Dieu fait. Ce travail de thèse arrive à son terme, grâce à toi.

Thiebaut, comme prévu, tu gagnes le dernier paragraphe des remerciements, pour récompenser ta fidélité. Je te laisse donc l'espace qui reste sur cette page pour t'écrire à toi-même un compliment, ce que tu feras bien mieux que moi, espèce de mégalomane :

Transmets mes amitiés à ta famille ! Merci (d'être) mon pote, et à bientôt.

Résumé

En juin 2018, une éruption sous-marine exceptionnelle commence à 50 km à l'est de Mayotte, à l'origine du volcan Fani Maore. Elle est précédée d'une crise sismique sans équivalent dans la région, avec des centaines de tremblements de terre ressentis à Mayotte depuis son initiation le 10 mai 2018. La majeure partie de la sismicité est enregistrée avant et pendant l'éruption, le taux de sismicité le plus important et les plus forts événements de la séquence ayant été enregistrés principalement en mai et juin 2018. Alors que la construction de l'édifice volcanique principal semble avoir été très rapide puisque le dôme de 820 m de haut dans la bathymétrie était observé dès mai 2019, de nouvelles coulées sont observées jusqu'en janvier 2021. En octobre 2023, date de rédaction, le secteur est toujours sismiquement actif.

La déformation de surface (GNSS, InSAR) et la sismicité enregistrées sur les îles avoisinantes produisent les seules données géophysiques disponibles pendant les dix premiers mois de la crise mahoraise, jusqu'au déploiement de capteurs sous-marins à l'est de Mayotte fin février 2019. Ainsi il est apparu indispensable de revenir les données acquises et résultats obtenus lors des premiers mois de cette séquence et grâce au suivi réalisé dans un contexte de gestion de crise ne favorisant pas une étude détaillée des données. Les études présentées dans ce manuscrit se basent sur un premier travail qui a consisté à construire un catalogue de localisation pour les dix premiers mois de la séquence sismo-volcanique, entre le 10 mai 2018 et le 24 février 2019, ie. avant la densification des réseaux de mesures géophysiques. Ce catalogue comprend 2874 événements sismiques allant de magnitude 2.4 à 6.0, localisés avec des stations mahoraises et régionales. 77% du catalogue est relocalisé par double-différence. La qualité du catalogue est dépendante de l'évolution rapide des réseaux sismologiques à partir du début de la crise, et est comparée à ceux établis depuis le 25 février 2019. Cette étude identifie cinq phases successives et deux essais sismiques distincts associés pour l'un à la construction de la plomberie magmatique sur toute l'épaisseur de la lithosphère et l'autre à la déflation d'un réservoir profond alimentant les conduits et l'éruption. Complétée par une étude du contenu fréquentiel des séismes, l'analyse du catalogue détaille la temporalité de l'ouverture des conduits d'alimentation et leur remplissage, l'initiation de l'éruption et le comportement différent des deux essais, mettant cette sismicité en relation avec les études ultérieures menées sur la chaîne volcanique à l'est de Mayotte et Fani Maore.

Ce travail présente une synthèse aussi complète que possible des connaissances tectoniques, géodynamiques, volcanologiques et sismologiques de la région située entre le Mozambique et le nord de Madagascar, c'est-à-dire l'archipel des Comores. La communauté scientifique, mobilisée pour améliorer la connaissance de cette zone avec l'éruption à l'est de Mayotte, a contribué à préciser notre compréhension de la géodynamique régionale. Certains résultats suggèrent qu'une frontière de plaque immature se dessine à l'endroit de l'archipel des Comores, entre les plaques Somalie au nord et Lwandle au sud.

Enfin, profitant des réseaux existants et ceux développés depuis mai 2018, et à la suite des travaux de compréhension de la région, cette thèse s'est attachée à améliorer la connaissance de l'activité sismique dans la région, d'une part en compilant la sismicité disponible avant 2018 dans diverses études et catalogues, et d'autre part en collectant la sismicité localisée le long de l'archipel depuis 2018 au BRGM. Cette étude montre une zone complexe mais en cohérence avec la répartition des zones de déformation active étudiées récemment, avec notamment une distribution en échelon de certaines structures. La sismicité de l'archipel semble guidée par les contraintes tectoniques et se retrouve majoritairement à proximité de structures d'origine volcanique. Cependant, la couverture instrumentale et la durée d'observation de seulement cinq ans ne suffisent pas à bien caractériser la sismicité régionale. Ce suivi doit être poursuivi et l'instrumentation régionale gagnerait à être améliorée.

Mots-clés : Sismologie, sismologie volcanique, essais sismiques, catalogues de sismicité, volcanisme sous-marin, Fani Maore, Mayotte, archipel des Comores

Summary

In June 2018, an exceptional underwater eruption started 50 km east of Mayotte, at the origin of the Fani Maore volcano. It is preceded by a seismic crisis without an equivalent in the region, counting hundreds of earthquakes felt in Mayotte since its initiation on May 10, 2018. Most of the seismicity is recorded before and during the eruption, the rate of the most significant seismicity and the strongest events of the sequence being recorded mainly in May and June 2018. While the construction of the main volcanic edifice seems to have been very fast since the 820 m high dome in the bathymetry was observed as early as May 2019, new flows are observed until January 2021. As of October 2023, date of writing, the area is still seismically active.

Surface deformation (GNSS, InSAR) and seismicity recorded on neighboring islands produce the only geophysical data available during the first ten months of the Mahotte crisis, until the deployment of sea-bottom sensors east of Mayotte at the end of February 2019. It therefore appeared essential to review the data acquired and results obtained during the first months of this sequence and thanks to the monitoring carried out in a crisis management context which did not favor a detailed study of the data. The studies presented in this manuscript are based on initial work which consisted of constructing a location catalog for the first ten months of the seismic-volcanic sequence, between May 10, 2018 and February 24, 2019, ie. before the densification of geophysical measurement networks. This catalog includes 2874 seismic events ranging from magnitude 2.4 to 6.0, located with local (Mayotte) and regional stations. 77% of the catalog is relocated using a double difference method. The quality of the catalog depends on the rapid evolution of seismological networks from the start of the crisis, and is compared to those installed since February 25, 2019. This study identifies five successive phases and two distinct seismic swarms, the first one being associated to the construction of the magmatic plumbing across the entire thickness of the lithosphere and the second to the deflation of a deep reservoir supplying the conduits and the eruption. Completed by a study of the frequency content of the earthquakes, the analysis of the catalog details the timing of the opening of the supply conduits and their filling, the initiation of the eruption and the different behavior of the two swarms, putting this seismicity into relationship with subsequent studies carried out on the volcanic chain east of Mayotte and Fani Maore.

This work presents a synthesis as complete as possible of tectonic, geodynamic, volcanological and seismological knowledge of the region located between Mozambique and northern Madagascar: the Comoros archipelago. The scientific community, involved in improving the knowledge of this area since the eruption to the east of Mayotte, has contributed to clarifying our understanding of regional geodynamics. Some results suggest that an immature plate boundary is emerging at the position of the Comoros archipelago, between the Somalia plates to the north and the Lwandle plates to the south.

Finally, taking advantage of existing networks, developed since May 2018, and the following work to understand the region, this thesis aimed to improve knowledge of seismic activity in the region, on the one hand by compiling the seismicity available before 2018 in various studies and catalogs, and on the other hand by collecting localized seismicity along the archipelago since 2018 at the BRGM. This study shows a complex zone but consistent with the distribution of active deformation zones studied recently, including an echelon distribution of certain structures. The seismicity of the archipelago seems guided by tectonic constraints and is mainly found near structures of volcanic origin. However, the instrumental coverage and the observation period of only five years are not sufficient to properly characterize regional seismicity. This monitoring must be continued and regional instrumentation would benefit from improvement.

Keywords : Seismology, volcanic seismology, seismic swarms, earthquake catalogs, offshore volcanism, submarine eruption, Fani Maore, Mayotte, Comoros archipelago.

Table des matières

Introduction	9
Chapitre 1 : Mayotte dans le contexte géodynamique de l'Océan Indien occidental et de l'archipel des Comores	13
1. Introduction	13
2. Géodynamique et cinématique régionale	13
2.1. Paléocinématique du sud-ouest de l'Océan Indien	15
2.2. Branche "océan indien" du REA	17
2.3. Cinématique actuelle	17
3. Activité sismique dans l'archipel des Comores	20
3.1. Sismicité historique	20
3.2. Sismicité instrumentale	21
4. Activité volcanique et construction de l'archipel des Comores	24
4.1. Structures observées	24
4.2. Chronologie de la construction volcanique de l'archipel des Comores	26
4.3. Volcanisme actif dans l'archipel des Comores	26
5. L'archipel volcanique des Comores : point chaud ou frontière de plaques ?	37
5.1. L'âge du volcanisme en désaccord avec l'hypothèse d'un point chaud	37
5.2. Modèles géodynamiques	39
5.3. Modèles géodésiques	39
5.4. Sismicité et mécanismes au foyer	39
6. Conclusions	40
Chapitre 2 : données et méthodes utilisées	43
1. Introduction	43
2. Données sismologiques	43
2.1. Réseau de stations utilisées	43
2.2. Evolution du réseau de surveillance jusqu'au 24 février 2019	48
3. Détection et localisation des séismes	50
3.1. Modèle régional de vitesse des ondes sismiques	50
3.2. Catalogue de localisations absolues	51
3.2.1. Détection manuelle	51
3.2.2. Localisations absolues	52
3.2.2.1. Programme de localisation utilisé	52
3.2.2.2. Incertitude calculée sur les localisations absolues	52
3.2.2.3. Fiabilité des résultats de localisation absolue	52
3.2.2.4. Bilan du travail de localisation absolue	53
3.3. Localisations relatives	53
3.4. Magnitude	55

3.4.1. Calcul de magnitude	55
3.4.2. Magnitude de complétude	55
3.4.3. b-values	57
3.4.4. Estimation du moment sismique libéré	57
4. Analyse du contenu fréquentiel des séismes	58
4.1. Signaux sismiques en contexte volcanique	58
4.2. Index de fréquence	59
5. Conclusion	61
Chapitre 3 : étude de la séquence sismo-volcanique initiée le 10 mai 2018 à l'est de Mayotte	63
1. Initiation de l'éruption sous-marine à l'est de Mayotte : étude des 10 premiers mois de la séquence sismo-volcanique (10 mai 2018 - 24 février 2019)	63
1.1. Synthèse en français	63
1.2. Onset of a submarine eruption east of Mayotte, Comoros archipelago: the first ten months seismicity of the seismo-volcanic sequence (2018–2019)	66
1.3. Suppléments	98
2. Evolution de la séquence mahoraise depuis février 2019	102
2.1. Amélioration du réseau de surveillance depuis février 2019	102
2.1.1. Réseaux à terre	102
2.1.2. Réseaux OBS	103
2.2. Travaux réalisés grâce à l'amélioration du réseau de surveillance	105
2.3. Description de la sismicité depuis février 2019	105
2.4. Interprétation	108
3. Conclusions	113
Chapitre 4 : contenu fréquentiel des séismes du début de la séquence sismo-volcanique de Mayotte (10 mai 2018 - 24 février 2019)	115
1. Introduction	115
2. Caractéristiques des séismes du catalogue utilisé	116
2.1. Données utilisées : choix d'une station de référence	116
2.2. Contenu fréquentiel des séismes mahorais	117
2.3. Analyse de l'index de fréquence pour les 10 premiers mois	119
3. Résultats	120
3.1. Distribution des valeurs de FI	120
3.2. Variation de FI selon la magnitude et la distance	121
3.3. Critère de séparation LP-VT-Hybride	124
3.4. Distribution spatiale du contenu fréquentiel	125
3.5. Evolution temporelle du contenu fréquentiel	126
3.5.1. Phase 1: du 10 mai au 8 juin 2018	126
3.5.2. Phase 2: du 9 juin au 7 juillet 2018	128
3.5.3. Phase 3: du 8 juillet au 17 août 2018	128
3.5.4. Phase 4: du 18 août au 30 septembre 2018	128
3.5.5. Phase 5: du 1 octobre 2018 au 24 février 2019	128
4. Discussion	129

4.1. Contenu fréquentiel et suivi des 10 premiers mois de la séquence mahoraise	129
4.1.1. Initiation de la séquence mahoraise (10-12 mai 2018)	129
4.1.2. Dynamique sismo-magmatique de la phase 1 (10 mai - 6 juin 2018)	130
4.1.3. Transition entre phase 1 et phase 2 : 7-8 juin 2018	130
4.1.4. Ascension du magma et éruption (phase 2: 7 juin - 7 juillet 2018)	131
4.1.5. Initiation de l'essaim proximal (phase 3: 8 juillet-17 août 2018)	131
4.1.6. Suite de la séquence (phase 4-5: 18 août 2018 - 24 février 2019)	131
4.2. Détection de LP et lien entre contenu basse fréquence et magnitude	132
4.3. Lien entre sismicité basse fréquence et VLP	132
4.4. Perspectives : analyse de formes d'ondes et comparaison avec les données post février 2019	134
5. Conclusions	136
Chapitre 5 : sismicité récente dans l'archipel des Comores	139
1. Introduction	139
2. Suivi de la sismicité de l'archipel des Comores	140
2.1. Catalogues de séismes et réseaux sismiques utilisés	140
2.2. Activité sismique de l'archipel des Comores	143
2.2.1. Activité sismique dans la zone nord-ouest de l'archipel (zone 1)	146
2.2.1.1. Sismicité sur Grande Comore	146
2.2.1.2. Sismicité autour de Grande Comore	149
2.2.2. Activité sismique dans la zone sud-est de l'archipel (zone 2)	149
2.2.2.1. Sismicité de Domoni	151
2.2.2.2. Sismicité de Mohéli	151
2.2.2.3. Sismicité de Chistwani	151
2.2.2.4. Sismicité d'Anjouan	152
2.2.3. Mayotte (zone 3)	152
2.2.4. Jumelles, Zélée et Geyser, chaîne volcanique est-Mayotte (zone 4)	154
2.2.5. Banc de Leven (zone 5)	156
3. Discussion	157
3.1. Homogénéité du catalogue	158
3.2. La sismicité de la chaîne volcanique est-Mayotte	159
3.3. La sismicité de l'archipel des Comores	159
3.4. Un lien sismique entre la ride de Davie et Grande Comore ?	162
3.5. Profondeurs sismogéniques dans l'archipel	163
4. Conclusions	164
Conclusions et perspectives	167
Bibliographie	171
Annexes	185
Annexe 1 : procédure de suivi de la séquence sismique par le BRGM en 2018-2019	185
Annexe 2 : stations sismologiques dans l'archipel des Comores (à terre et en mer)	187

Introduction

Dans la nuit du 10 au 11 mai 2018, à 2h19 (heure locale), un premier séisme est ressenti sur l'île de Mayotte, l'île la plus à l'est de l'archipel des Comores, situé entre le Mozambique et le nord de Madagascar. Dans la semaine qui suit, 14 autres séismes sont ressentis sur l'île, dont celui du 15 mai à 17h41 UTC, de magnitude Mw 5.9, le plus fort séisme jamais enregistré dans l'archipel. Cette activité sismique, qui culmine en mai et juin 2018, se poursuit encore aujourd'hui, avec un taux de sismicité et une magnitude moyenne bien moindres. En effet, lors des premiers mois d'activité, plusieurs centaines de séismes sont ressentis à Mayotte, dont une trentaine de séismes de magnitude supérieure à 5.0. Cette activité est localisée entre 0 et 50 km à l'est de l'île. La mission océanographique MAYOBS1 (Feuillet, 2019) en mai 2019 met en évidence la mise en place d'un nouveau volcan de 5 km³ et 820 m de haut, appelé Fani Maore, dont le début d'éruption est évalué à fin juin - début juillet 2018 (Cesca et al., 2020 ; Lemoine et al., 2020 ; Berthod et al., 2021a). Il s'agit du seul cas connu d'éruption volcanique sous-marine de cette ampleur documentée par de l'instrumentation géophysique, comparable aux plus grandes éruptions comme celle de Lanzarote en 1730-1736 (3-5 km³, Carracedo et al., 1992) ou du Laki en 1783-1786 (14.7 km³ de magma, Thordarson et Self, 1993). La vidange des réservoirs à l'origine de Fani Maore a entraîné un déplacement vers l'est de 21 à 25 cm et une subsidence de l'île de Mayotte de 10 à 19 cm (Lemoine et al., 2020a, Peltier et al., 2022).

La sismicité dans cette région était considérée comme modérée en 2018. Les catalogues instrumentaux incluent huit séismes de magnitude supérieure à 5.0 entre 1982 et 2016, dont les épicentres sont dispersés sur tout l'archipel (Bertil et al., 2021). Cependant, aucun séisme de magnitude 5.9 n'a été répertorié, ni de séquence de cet ordre en termes de taux de sismicité, de magnitude et de durée. De plus, cette région est très mal connue du point de vue de la géologie, tectonique, pétrologie, géodynamique, sismologie, cinématique, du fait du manque d'instruments et d'études focalisées sur la région. L'analyse du volcanisme s'est concentrée jusque-là sur le Karthala, volcan actif de l'île de Grande Comore, à l'ouest de l'archipel. Différents scénarios expliquent la mise en place des Comores, entre un point chaud, une zone de rifting volcanique, ou une frontière de plaque, rendant difficile l'intégration de la séquence sismique à l'est de Mayotte dans ce contexte régional mal connu.

Un premier groupe de sismologues, piloté par le BRGM, seul organisme en géosciences maintenant des stations sismologiques à Mayotte en 2018, est chargé d'assurer le suivi et la rédaction de points de situation entre le 13 mai 2018 et le 27 juin 2019. En parallèle, des équipes se fédèrent à la fois pour organiser des déploiements et acquisitions afin d'améliorer les réseaux d'observation, mais aussi pour construire des projets de recherche pour mieux caractériser la région. Le suivi initial s'effectue avec une instrumentation très insuffisante, non adaptée pour une crise de cette ampleur : une dizaine de stations sismologiques régionales seulement, jusqu'à 1400 km de la zone d'étude. Le seuil de magnitude des séismes localisés a évolué d'une magnitude d'environ 4.5 en mai 2018, à 4.0 en juin 2018, puis 3.5 à partir de mi-juillet 2018. Les séismes sont d'abord localisés à profondeur fixée, avec des incertitudes de l'ordre de 10 km. A partir de fin février 2019, un réseau de sismomètres sous-marins (OBS) est déployé autour de la zone sismiquement active. Ce réseau permet d'établir un catalogue de sismicité très précis à partir de la date de son installation, et de calibrer la méthode de

localisation utilisée entre mai 2018 et février 2019, notamment le modèle de vitesse utilisé. Grâce à ces calibrations, un catalogue de sismicité est établi à partir du travail de suivi réalisé par le BRGM entre mai 2018 et mai 2019, il permet de proposer un scénario pour la mise en place de l'éruption (Lemoine et al., 2020a).

Cependant, les séismes localisés avant mars 2019 sont toujours associés à des incertitudes élevées, liées à l'évolution du réseau d'étude et/ou l'éloignement des stations sismologiques, et la complétude de suivi est inhomogène. En particulier, la sismicité de mai et juin 2018 est la moins complète, du fait du grand nombre de séismes détectés, du manque de temps lors du suivi opérationnel de crise pour tout localiser, et du manque de stations disponibles. Néanmoins, cette période correspond à la mise en place de la plomberie magmatique et les débuts de l'éruption exceptionnelle de Fani Maore : elle est essentielle pour comprendre la mise en place de ce volcan, et plus généralement la mise en place d'éruptions à grande échelle, associées à une signature sismique de plusieurs années qui s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres. Dans un deuxième temps, les sismologues ayant assuré le suivi de cette séquence sismique envisagent de retravailler les données du début de la séquence mahoraise. En effet, toutes les données disponibles n'ont pas encore été exploitées, et certaines stations mahoraises et régionales (à moins de 1500 km de la zone d'étude) n'ont pas été utilisées dans le réseau de surveillance.

L'objectif est d'affiner le scénario de mise en place de Fani Maore par l'étude détaillée de l'activité sismique détectée : localisations d'un maximum de séismes, complétion du catalogue existant, diminution des incertitudes de localisation, afin d'améliorer la connaissance de ce phénomène sismo-volcanique, et de faire le lien avec la sismicité post février 2019 (localisée avec grande précision grâce aux données des OBS) et les études de plus en plus nombreuses en géologie, volcanologie, géodésie, pétrologie, géochimie, géophysique, géomorphologie, etc, focalisées sur l'est de Mayotte, et réalisées dans le cadre du REVOSIMA (2021) à partir de 2019. Les premiers mois de sismicité sont intégrés dans la continuité de la séquence sismo-volcanique.

En parallèle des travaux menés pour mieux caractériser l'éruption de Fani Maore et le fonction du système magmatique associé, des travaux de recherche sont menés pour mieux caractériser et comprendre le contexte géologique régional, notamment de l'archipel des Comores. Une campagne océanographique de deux mois (SISMAORE, Thinon et al., 2020) et un projet ANR (ANR COYOTES, <https://anr.fr/Projet-ANR-19-CE31-0018>) encadrent une équipe pluridisciplinaire autour de ces problématiques. La thèse s'intègre dans ces projets, effectuant une revue des séismes localisés entre le Mozambique et le nord de Madagascar, zone qui en 2018 ne bénéficie ni d'un catalogue de sismicité, ni d'un réseau de surveillance dédiés. L'objectif est d'apporter des éclaircissements sur la cinématique et la tectonique de l'archipel des Comores et d'intégrer la séquence à l'est de Mayotte dans l'activité sismique régionale.

Ainsi, le chapitre 1 est une synthèse du contexte régional, en particulier de l'état des connaissances sur la cinématique, le volcanisme et la sismicité de l'archipel des Comores. Les travaux couvrant cette région entre le Mozambique et Madagascar sont essentiels pour placer l'activité à l'est de Mayotte dans un contexte plus général, et centralise les avancées récentes dans la compréhension de la cinématique actuelle le long de l'archipel. La séquence mahoraise depuis 2018 et les travaux pluridisciplinaires qui ont suivi ont permis des avancées rapides et de lever des verrous de connaissance de la région. La géodynamique et la cinématique y est étudiée, ainsi que l'état de connaissance de la sismicité et du volcanisme. Enfin, l'hypothèse d'une frontière de plaque à l'aplomb des îles comoriennes y est discutée.

Le chapitre 2 présente la méthodologie et les données utilisées afin de construire le catalogue de sismicité des 10 premiers mois de la séquence mahoraise. L'évolution des réseaux utilisables est notamment décrite, afin de montrer la couverture instrumentale, très insuffisante notamment sur la période d'étude. Les deux procédures de localisation absolue et relative de la sismicité sont détaillées, ainsi que la manière d'estimer les erreurs et incertitudes. Enfin, la méthodologie d'analyse du contenu fréquentiel, appliquée aux séismes du catalogue, est présentée.

Le chapitre 3 présente l'étude spatio-temporelle des 10 premiers mois de la séquence mahoraise, du 10 mai 2018 au 24 février 2019 inclus. Celle-ci se base sur le catalogue de sismicité construit selon les procédures et avec les données des réseaux présentées au chapitre précédent. Cette étude fait l'objet d'un article scientifique, publié en 2022 dans un volume spécial Mayotte de la revue *Comptes Rendus Géoscience*, qui forme la première partie du chapitre. La seconde partie du chapitre décrit la sismicité après février 2019 et fait le lien entre la sismicité localisée avant et après la mise en place des OBS, grâce aux études récentes (Lavayssière et al., 2022 ; Retailleau et al., 2022 ; Saurel et al., 2022 ; Lavayssière et Retailleau, 2023).

Le chapitre 4 est une analyse complémentaire au chapitre 3. La méthode de l'index de fréquence (Buurman et West, 2010) est utilisée afin de caractériser le contenu fréquentiel des séismes du catalogue établi précédemment. Dans un premier temps, les paramètres d'adaptation de la méthode d'index de fréquence à notre cas d'étude sont présentés, puis les résultats de cette méthode sont décrits en parallèle de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité.

Le dernier chapitre cherche à inclure la sismicité à l'est de Mayotte dans un contexte régional, en passant par la collecte, la description et l'étude de la sismicité le long de l'archipel, à la suite des travaux de Bertil et al. (2021). Une meilleure description de la sismicité de l'archipel des Comores a été permise par le développement des différents réseaux et des partages de données sismologiques le long de l'archipel des Comores à la suite de l'initiation de la séquence mahoraise, en mai 2018. La sismicité à l'est de Mayotte est mise en regard de celle de l'archipel. Enfin, le lien entre la sismicité comorienne et les formations à l'ouest (Ride de Davie, rift est africain) et à l'est (Grabens et volcans au nord de Madagascar) de l'archipel est discuté.

Chapitre 1 : Mayotte dans le contexte géodynamique de l'Océan Indien occidental et de l'archipel des Comores

1. Introduction

Si la séquence sismo-volcanique de 2018 à l'est de Mayotte a pris au dépourvu autant la communauté scientifique, que les autorités et la population mahoraise, c'est que l'aléa sismique de cette région était considéré jusque là comme modéré, et que les témoignages historiques ne rendaient pas compte d'une activité comparable. En 2018, la connaissance du potentiel sismogène, des structures actives et de la géodynamique régionale souffre d'un manque d'instrumentation géophysique, et les études focalisées sur cette région sont encore trop peu nombreuses. Les études antérieures se concentrent principalement sur la surveillance du Karthala, volcan actif de l'île la plus à l'ouest de l'archipel, Grande Comore (Bachèlery et al., 2016), et sur des travaux à grande échelle comme par exemple l'étude de la cinématique du rift est africain (REA, e.g. Stamps et al., 2018).

La séquence mahoraise qui a débuté en mai 2018 a donc été un événement déterminant pour l'initiation de nombreux projets destinés à accroître la connaissance du contexte et la surveillance de l'activité tectonique, sismique et volcanique de l'archipel. On notera les missions océanographiques (MAYOBS, Rinnert et al., 2019; SISMAORE, Thinon et al., 2021; GEOFLAMME, Rinnert et al., 2021; SCRATCH, Berthod et al., 2021c), les efforts de déploiement instrumental tant à terre qu'en mer, aussi bien dans le cadre d'une surveillance opérationnelle (projets INSU-Tellus Sismayotte puis REVOSIMA) que dans le cadre de projets de recherche (projet Interreg Hatari pour les stations d'Anjouan et de Mohéli,

<https://www.ipgp.fr/la-recherche/projets-de-recherche/hatari-projet-interreg-v-ocean-indien>). Ce chapitre présente une synthèse des études des dernières décennies et de ces dernières années, depuis 2018, pour préciser les caractéristiques géodynamiques, structurales, tectoniques, volcaniques et sismologiques de la région.

2. Géodynamique et cinématique régionale

Mayotte se situe dans la partie occidentale de l'Océan Indien (Fig. 1) dont l'ouverture au Jurassique est associée à la fracturation du Gondwana, séparant les blocs indien, antarctique, africain, et Madagascar. L'évolution géodynamique de la région a impliqué la formation de deux bassins majeurs, le bassin du Mozambique et le bassin de Somalie. Certaines structures anciennes semblent toujours actives, comme la ride de Davie, ayant accommodé le mouvement vers le sud du bloc de Madagascar par rapport au bloc africain pendant 40 millions d'années (Malod et al., 1991, Phethean, 2018; Roche et Ringenbach, 2022). La cinématique actuelle de la région, encore mal décrite du fait de la faible

couverture des réseaux GNSS, et la sismicité suggèrent que la déformation actuelle est liée à la terminaison sud-est du REA (Michon et al., 2022).

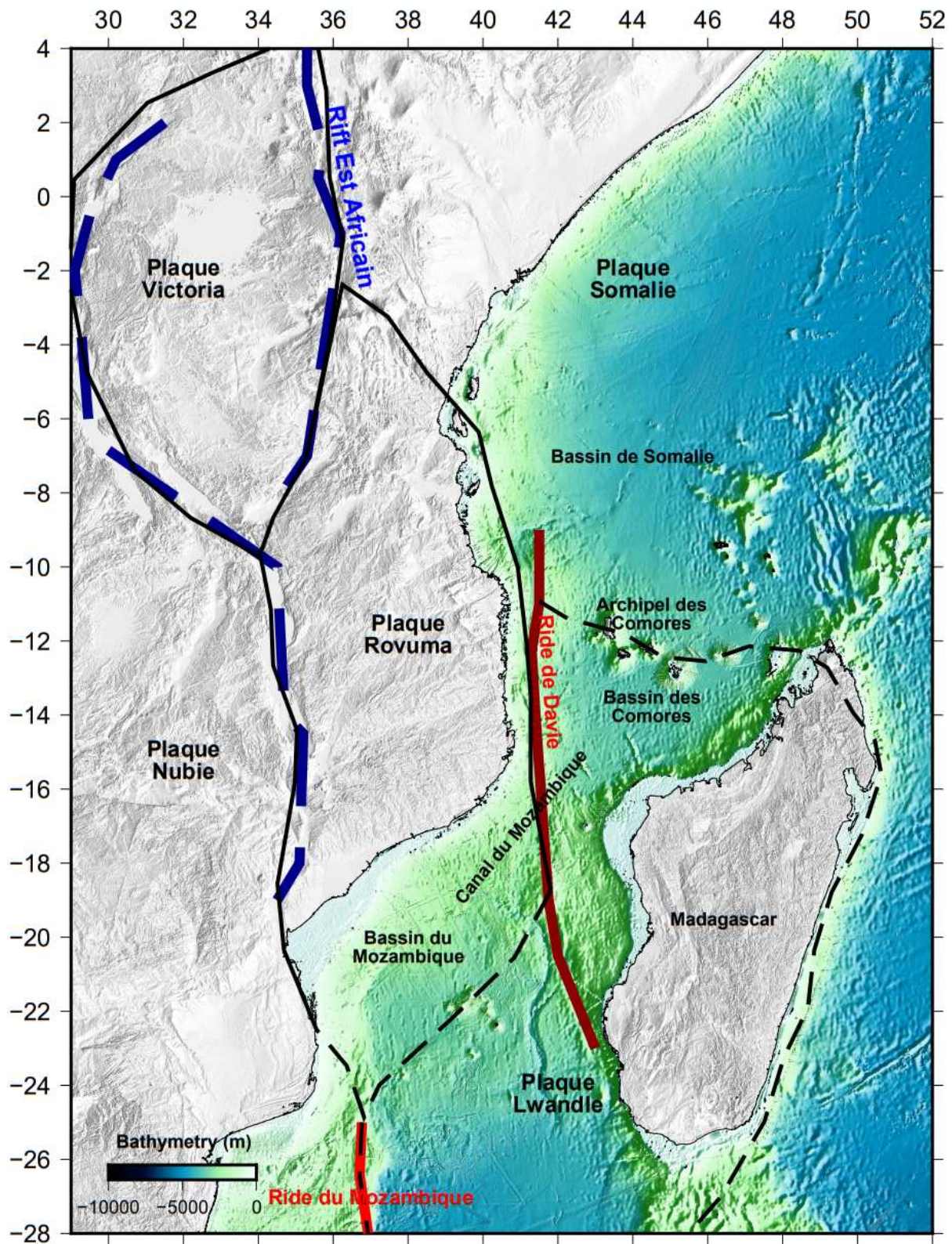


Figure 1 : Carte régionale des blocs lithosphériques. Les lignes noires correspondent aux frontières de plaques modifiées d'après Stamps et al. (2018): les lignes continues désignent des frontières bien définies, les pointillés sont des limites hypothétiques, mal contraintes. Les tirets bleus correspondent aux segments principaux du rift est-africain (cf Fig. 3). La bathymétrie provient du Gebco Compilation Group (2023).

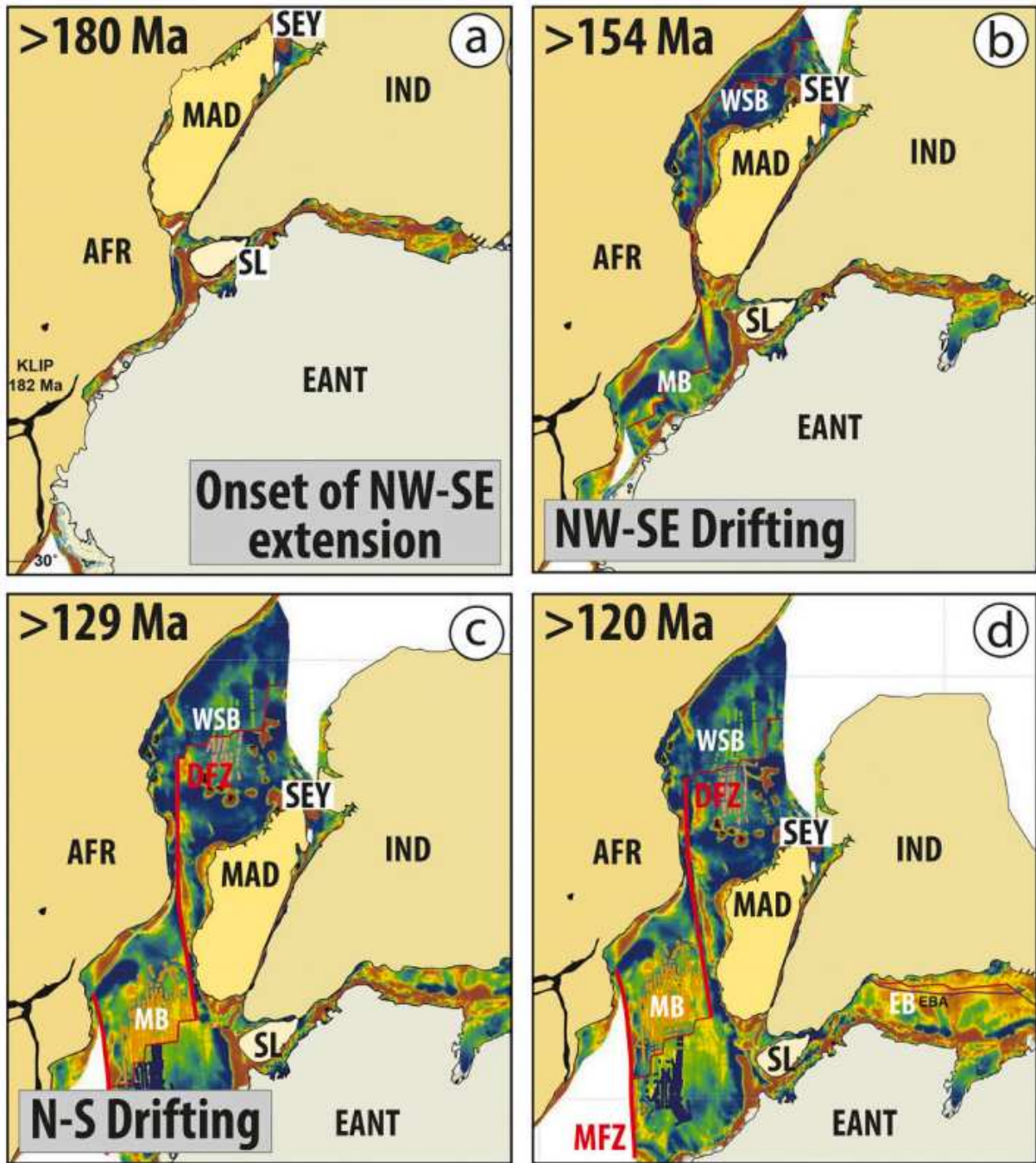


Figure 2: Séparation entre le Gondwana et le bloc antarctique - Inde - Madagascar, et ouverture des deux bassins de Somalie (WSB) et du Mozambique (MB, Davis et al., 2016; modifié par Roche et Ringenbach, 2022). La ride de Davie (ou Davie Fracture Zone, DFZ) est indiquée en rouge.

2.1. Paléocinématique du sud-ouest de l'Océan Indien

La formation de l'Océan indien est liée à la mise en place de la grande province Ignée du Karoo et la fragmentation du Gondwana au Jurassique (Duncan et al., 1997, Courtillot et al., 2000; Jourdan et al., 2008). Alors que le mouvement de la plaque indienne est relativement constant et est associé à la formation d'un grand bassin (DeMets et al., 2005), la partie occidentale de l'Océan Indien se caractérise par la présence de plusieurs bassins. Le rifting entre les plaques Antarctique et Afrique d'une part et entre les plaques Somalie et l'île de Madagascar d'une autre, a respectivement évolué

jusqu'à la formation des bassins océaniques du Mozambique et de Somalie (Davis et al., 2016 ; Fig. 2). Depuis la première étude de du Toit (1937), plusieurs reconstitutions cinématiques existent pour décrire les mouvements des plaques continentales (Afrique, Madagascar, Inde) et de l'ouverture de ces bassins océaniques dans cette région (Segoufin et Patriat, 1980 ; Rabinowitz et al., 1983 ; Gaina et al., 2013 ; Davis et al., 2016 ; Thompson et al., 2019 ; Roche et Ringenbach, 2022).

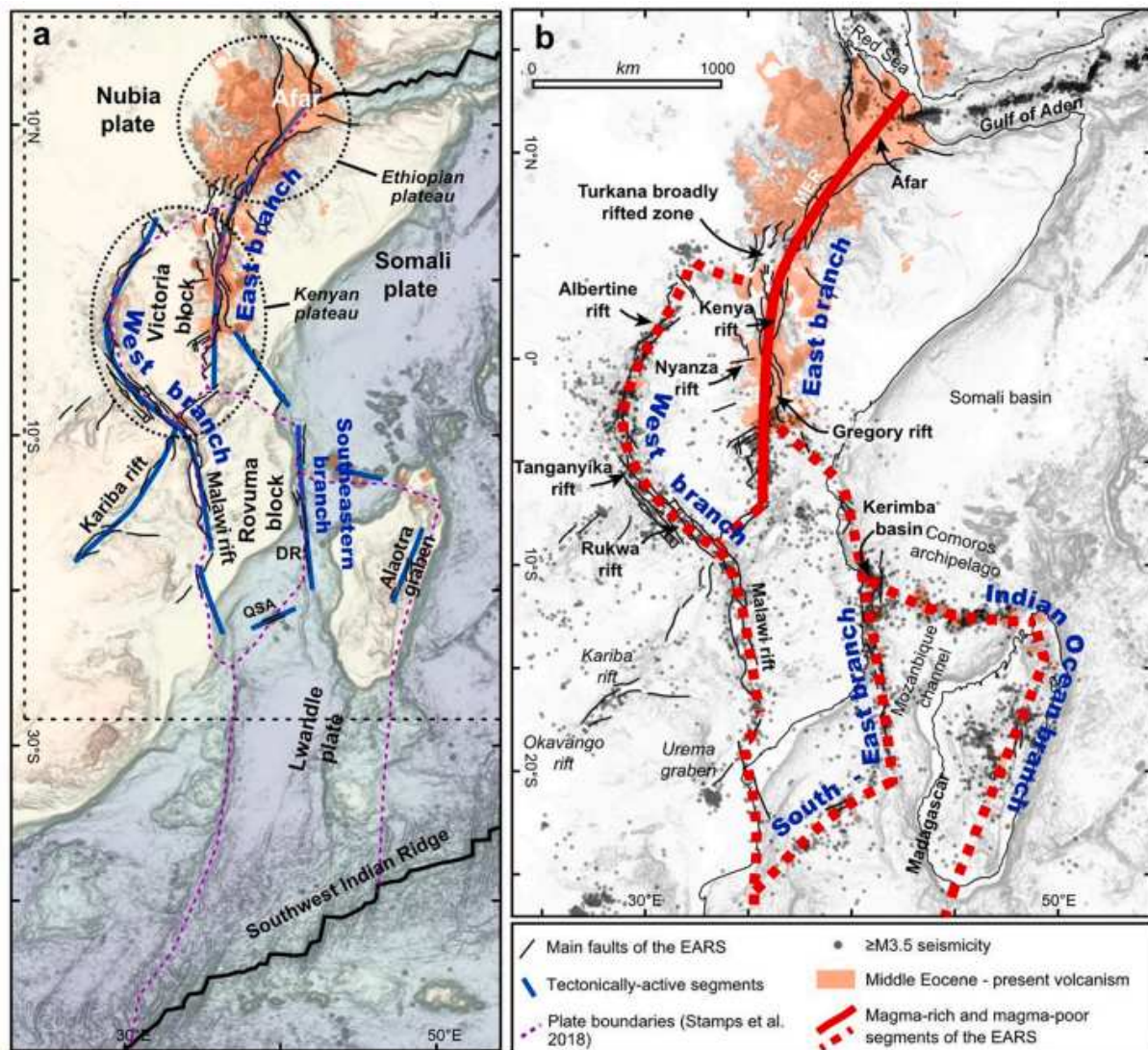


Figure 3: Contexte tectonique de l'ouest de l'océan Indien (Michon et al., 2022).

Le bassin de Somalie (Figs. 1, 2) est un bassin océanique qui s'étend entre le sud de la Somalie au nord et la partie nord de Madagascar au sud. Il est bordé à l'ouest par la ride de Davie (Fig. 1, 2). Le début d'ouverture de ce bassin est estimée entre 170 Ma et 152 Ma, au Jurassique (Segoufin et Patriat, 1980 ; Rabinowitz et al., 1983 ; Gaina et al., 2013 ; Phethean et al., 2016 ; Davis et al., 2016 ; Roche et Ringenbach, 2022). Les études récentes proposent un début d'ouverture plus précoce, au Jurassique moyen (autour de 166 - 170 Ma, Gaina et al., 2013 ; Phethean et al., 2016 ; Roche et Ringenbach, 2022). Cette ouverture s'effectue le long d'une ride composée de segments globalement orientés est-ouest, reliés par de grandes failles transformantes (Davis et al., 2016 ; Phethean et al., 2016). La fin d'activité de cette ride est estimée entre 128 Ma et 121 Ma, au Crétacé inférieur (Segoufin et Patriat, 1980 ; Rabinowitz et al., 1983 ; Davis et al., 2016 ; Phethean et al., 2016 ; Roche et Ringenbach, 2022).

Le bassin du Mozambique (Fig. 1, 2) est un bassin d'origine océanique qui s'étend entre le Mozambique à l'ouest et la partie centrale et sud de Madagascar à l'est. Il est bordé à l'ouest par la ride du Mozambique et à l'est par la ride de Davie (Fig. 2). Le début d'ouverture du bassin est estimé entre 164 et 166 Ma, au Jurassique moyen et se termine au Crétacé inférieur, comme pour le bassin de Somalie (Leinweber et Jokat, 2012; Davis et al., 2016; Mueller et Jokat, 2019).

L'ouverture simultanée de ces deux bassins, qui commence au Jurassique moyen et finit au Crétacé inférieur, entraîne la migration de Madagascar (ainsi que de l'Inde et du continent Antarctique) vers le sud-sud-est par rapport à l'Afrique (Leinweber et Jokat, 2012 ; Davis et al., 2016, Fig. 2). Les deux bassins ont plusieurs points communs: âge, géométrie, vitesse et direction d'ouverture (Davis et al., 2016). Pendant la période d'ouverture des deux bassins, la ride de Davie joue le rôle de faille transformante dextre entre les deux zones d'extension (Malod et al., 1991 ; Phethean, 2018 ; Roche et Ringenbach, 2022).

2.2. Branche "océan indien" du REA

Le REA est une formation majeure en extension qui s'étend sur plus de 3000 km de long, selon un axe approximativement N-S, de la mer rouge vers le sud du Mozambique. Il se divise en deux segments majeurs (Chorowicz, 2005; Figs. 1 et 3):

- La branche est, branche majeure, qui est localisée entre la région de l'Afar et le bassin de Kerimba, délimitée par les rifts du Kenya et de Gregory, s'arrêtant au nord du rift du Malawi
- La branche ouest, délimitée par les rifts d'Albertine, de Tanganyika, de Rukwa et du Malawi, et qui continue selon un axe N-S jusqu'au sud du Mozambique.

Un troisième segment moins actif, la branche sud-ouest, est mentionné, s'alignant le long de plusieurs bassins dont celui de Kerimba (Chorowicz, 2005; Fig. 3a).

La chronologie de l'activité volcanique des Comores a été mise en parallèle avec celle du REA et de Madagascar, révélant une synchronicité à l'échelle régionale des épisodes de forte activité volcanique (Michon et al., 2022) : des périodes de quiescence communes, et plusieurs pics d'activité magmatique dans le REA pendant lesquels on retrouve un événement majeur de construction de l'archipel des Comores. Ainsi, Michon et al. (2022) ajoute une nouvelle branche au REA: la branche "océan indien" qui forme un axe est-ouest de la ride de Davie au nord de Madagascar, à l'aplomb de l'archipel des Comores, puis suit la côte est de Madagascar vers le sud.

2.3. Cinématique actuelle

Plusieurs études se sont intéressées à quantifier sur le court terme la cinématique actuelle des plaques à travers le rift est-africain, depuis l'Afar au nord jusqu'au sud, à partir de données géodésiques (Nocquet et al., 2006 ; Stamps et al., 2008 ; Demets et al., 2010 ; Déprez et al., 2013 ; Saria et al., 2014 ; Stamps et al., 2018 ; Stamps et al., 2021). Elles se sont heurtées à plusieurs difficultés du fait de la faible couverture géodésique dans l'Est de l'Afrique, malgré d'importants efforts en termes d'instrumentation ces deux dernières décennies. Alors que la cinématique de la plaque Nubie est bien contrainte, celle de la plaque Somalie reste plus complexe puisque la majorité de la plaque est immergée dans l'Océan Indien, et que peu de stations ou mesures GNSS existent sur sa partie émergée (depuis la Corne de l'Afrique jusqu'au Mozambique) et sur quelques îles (Seychelles, Glorieuses, et Madagascar). La plupart de ces études s'accordent tout de même pour montrer que le champ de vitesse horizontale mesuré ne peut s'expliquer sans l'implication de

micro-plaques indépendantes des deux plaques majeures Nubie et Somalie (Fig. 1-4). Ainsi, un découpage en trois microplaques a été réalisé, en s'appuyant sur l'étude de la sismicité régionale. Il permet de distinguer des blocs indépendants, asismiques séparés par des zones sismiques (Hartnady, 2002 ; Déprez et al., 2013). Ainsi, la plaque Victoria sépare la branche occidentale et orientale du REA ; au sud-est, en domaine principalement émergé, la plaque Rovuma est localisée entre le rift du Malawi et la ride de Davie ; enfin, la plaque Lwandle est située entre la plaque Nubie, la plaque Somalie et la plaque Antarctique, dont la limite à l'ouest avec la plaque Rovuma se prolonge jusqu'à la ride sud-ouest indienne, et la limite à l'est proposée, moins soulignée par de la sismicité, suivrait un axe nord-sud aligné sur la côte orientale de Madagascar (Stamps et al., 2018; Fig. 1-4).

Cependant, le réseau GNSS régional, composé de stations en Afrique de l'Est, à Madagascar, Mayotte, et sur les îles plus lointaines de l'Océan Indien (Seychelles, Réunion, Maurice ...) n'a pas la géométrie nécessaire pour contraindre efficacement la cinématique et les limites de la microplaque Lwandle, et particulièrement sa frontière avec la plaque Somalie. L'étude la plus récente dans cette région (Stamps et al., 2021; Fig 4-5) reprend les limites des plaques proposées par les modèles précédents et utilise les jeux de données GNSS les plus récents (longues séries temporelles des stations permanentes, Fig. 5) : les mesures de vitesses déduites des séries temporelles plus longues et donc mieux contraintes ne peuvent là encore s'expliquer sans la présence de cette microplaque Lwandle. Stamps et al. (2021) soulignent le fait que le modèle cinématique ne converge pas sans la présence d'une zone de déformation diffuse dans le nord de la plaque Lwandle jusqu'à la plaque Somalie, c'est à dire dans la région de l'archipel des Comores (Fig. 4). Cette zone de déformation diffuse couvrirait également la moitié nord de l'île de Madagascar. Dans ce modèle, l'activité tectonique et magmatique entre la ride de Davie et Madagascar, notamment la séquence démarrée le 10 mai 2018 à l'est de Mayotte, est considérée comme le signe que cette région accommode l'extension entre la microplaque Rovuma et la plaque Somalie (Fig. 4).

Il est à noter que plusieurs études cinématiques montrent l'existence de zones de déformation diffuse au sein de la plaque indienne depuis au moins 20 Ma (DeMets et al., 1988, 2005; Cande et al., 2010), mais aussi actuellement (Tinnon et al., 1994; Delescluse et Chamot-Rooke, 2007). Néanmoins, concernant le bassin du Mozambique, on peut s'interroger sur la validité de tels modèles et sur la pertinence de placer une aussi grande zone de déformation diffuse, du fait du manque de données géodésiques pour caler les modèles (Fig. 5). Il est évident qu'une meilleure connaissance du régime de contraintes et des structures tectoniques et volcaniques, ainsi que les caractéristiques thermiques de la lithosphère dans cette région, et plus particulièrement le long de l'axe des Comores, sont indispensables pour valider ces modèles.

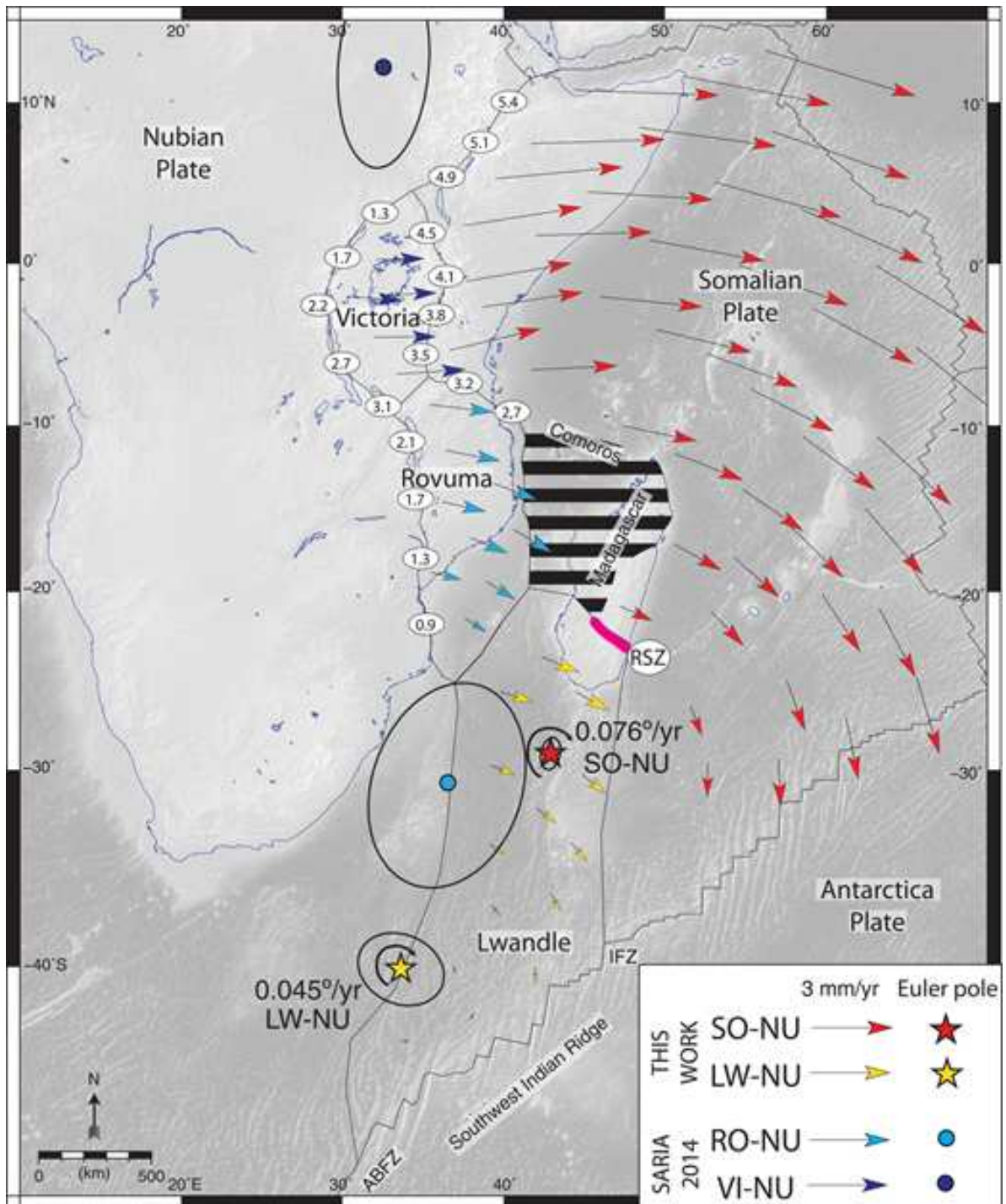


Figure 4: Modèle tectonique et cinématique du rift est africain (Stamps et al., 2021). Les flèches indiquent le mouvement relatif des microplaques par rapport à la plaque Nubie dans le modèle : les rouges et jaunes pour les plaques Somalie et Lwandle, respectivement (Stamps et al., 2021), les cyan et bleu foncé pour les plaques Rovuma et Lwandle, respectivement (Saria et al., 2014).

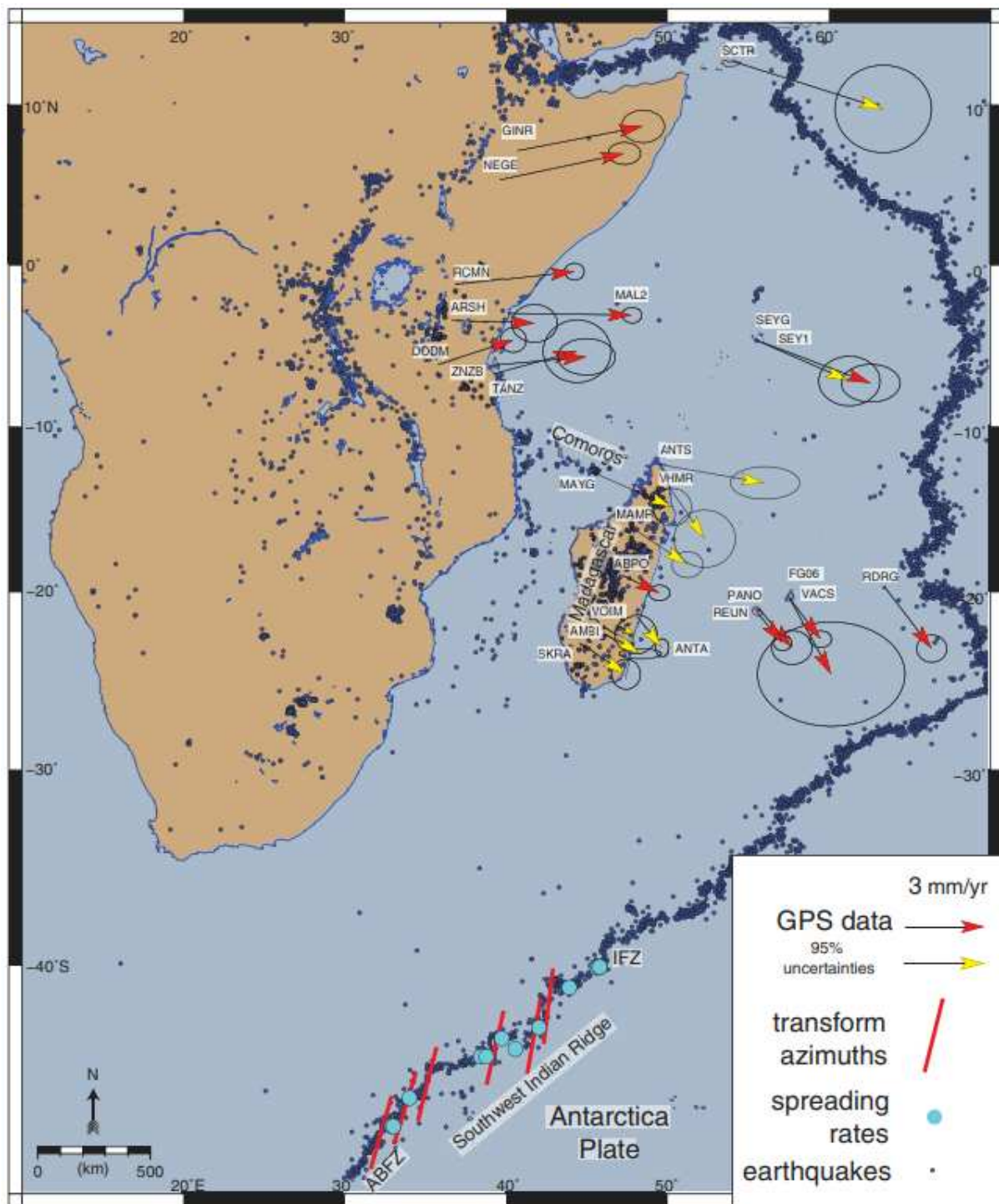


Figure 5: Stations GNSS permanentes disponibles en 2020 dans la zone d'étude (Rift Est-Africain). Les vecteurs représentent les déplacements des stations par rapport à la plaque Nubienne. En bleu foncé, la sismicité d'après l'International Seismological Centre (2020), Lemoine et al. (2020), et Rakotondraibe et al. (2020). D'après Stamps et al. (2021).

3. Activité sismique dans l'archipel des Comores

La sismicité de l'archipel des Comores peut être suivie localement depuis 2017, avec l'installation du réseau large bande sur Grande Comore dédié initialement à la surveillance du Karthala et les premières stations accélérométriques sur Mayotte installées en 2016 (voir Chapitre 2). Néanmoins, la localisation de la sismicité dans cette zone reste imprécise, du fait de l'instabilité des réseaux

malgaches et comoriens et du peu de stations des réseaux internationaux dans la région. Avant 2017, les données collectées à partir de réseaux temporaires ou permanents de régions voisines de l'archipel des Comores (Madagascar, Afrique de l'Est) ainsi que la sismicité historique permettent d'avoir une ébauche de la sismicité régionale. Une compilation de différents catalogues régionaux a été présentée par Bertil et al. (2021) (Fig. 6).

3.1. Sismicité historique

La majeure partie des séismes présents dans les catalogues historiques, issus d'archives écrites, se sont produits au 19^e et 20^e siècle (Bertil, 2021). Ils sont principalement localisés sur l'île de Grande Comore, et sont pour la plupart liés à l'activité volcanique du Karthala (Bachelery et al., 2016). Pour les deux siècles précédents (17^e – 18^e siècle), seuls quatre séismes ayant entraîné des dommages à Mayotte sont répertoriés, mais ne sont pas associés à des archives écrites, seulement à des témoignages oraux de la population mahoraise (Hachim, 2004).

Pour l'ensemble de ces séismes historiques, il ne reste aucune trace de dommage permettant d'évaluer leur intensité, ni de données ou descriptions géologiques ou géophysiques pouvant permettre de comprendre leur origine et de les localiser. Leur ampleur (quantification des effets et impacts de l'événement) est d'autant plus difficile à estimer, notamment du fait de l'absence de témoignages anciens et contemporains fiables et de descriptions de dégâts aux bâtiments, d'éventuelles traces de rupture ou glissements de terrains associés par exemple. Dans de telles conditions, les séismes historiques ne peuvent pas être associés à une magnitude, et parfois remettre en question l'existence même de ces séismes : par exemple, des dégâts en 1829 sont d'abord attribués à un événement tellurique (Grevey, 1870 ; Vienne, 1900), puis rattachés plutôt à un épisode cyclonique (Lambert, 1997).

A partir des années 1920, l'observatoire de Tananarive à Madagascar dispose d'un sismomètre enregistrant les séismes forts de la région. De plus, l'observatoire collecte les informations de sismicité ressentie aussi bien à Madagascar que dans l'archipel des Comores. Ces bulletins ont fait l'objet de publications (Poisson, 1924, 1930), puis de listes régulières dans les bulletins de l'Académie malgache entre les années 1930 et 1960. Ces bulletins ont été repris dans les Annales de Physique du Globe de Strasbourg (<https://www.franceseisme.fr/donnees/historiques.html>).

Bien que des localisations de séismes soient rarement possibles sur les événements détectés, l'observatoire malgache repère quelques événements le long de l'archipel, notamment un séisme à l'ouest de Mayotte en 1936, qui provoque des dégâts sur l'île, et un autre en 1953 en Grande Comore (Boulanger, 1953). Cela permet une meilleure connaissance de la sismicité dans l'archipel jusqu'à la mise en place des réseaux internationaux de sismomètres à partir des années 60.

3.2. Sismicité instrumentale

La sismicité instrumentale à l'échelle du globe débute à partir des années 1960, par la mise en place du premier réseau sismologique mondial (le World-Wide Standardized Seismological Network américain, WWSSN, Albuquerque Seismological Laboratory/USGS., 2014) en 1964. D'autres réseaux sismiques mondiaux suivront, permettant d'atteindre un seuil de détection des séismes d'une magnitude 5.0 à l'échelle du globe. L'ouest de l'Océan Indien n'est instrumenté que plus tardivement, et en premier lieu en capteurs courte période uniquement. Au niveau régional, Madagascar bénéficie d'un réseau de sismomètres courte période à partir de 1973, surtout concentré autour de la capitale

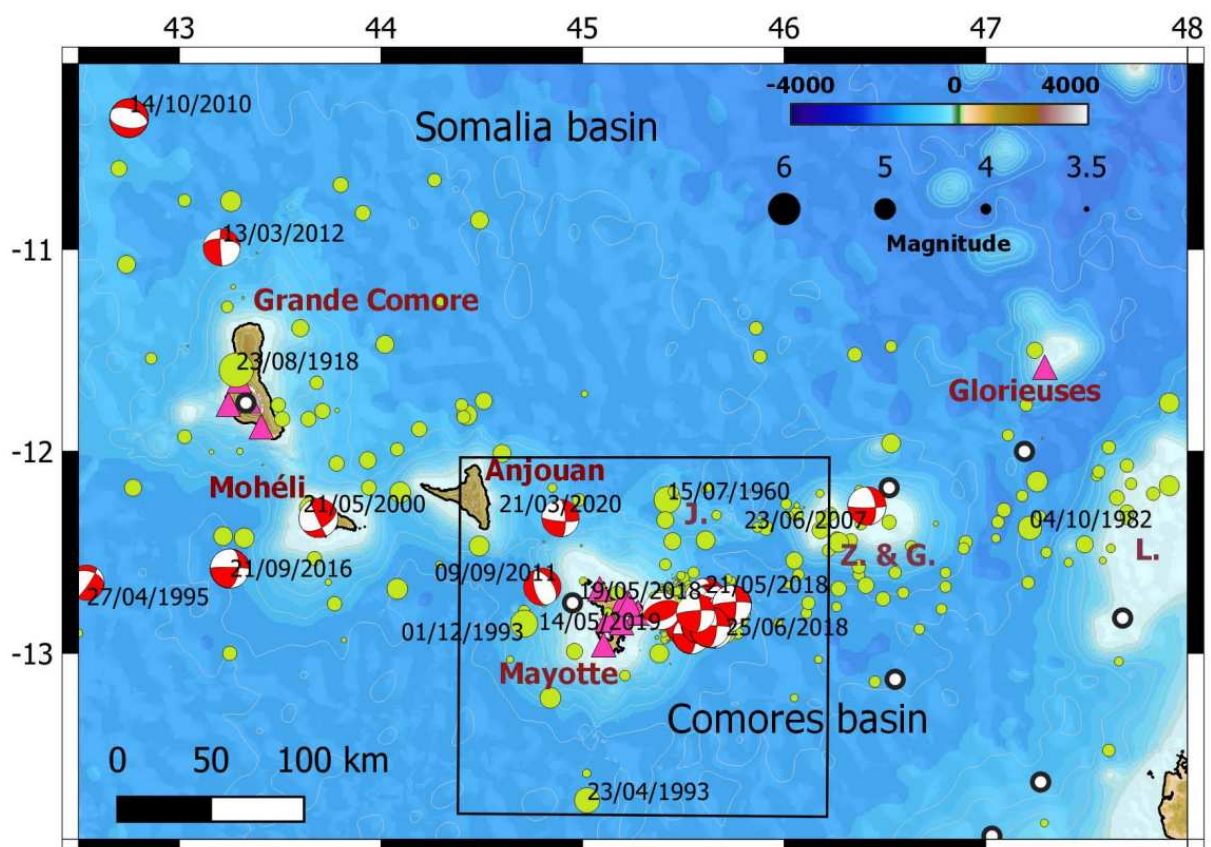
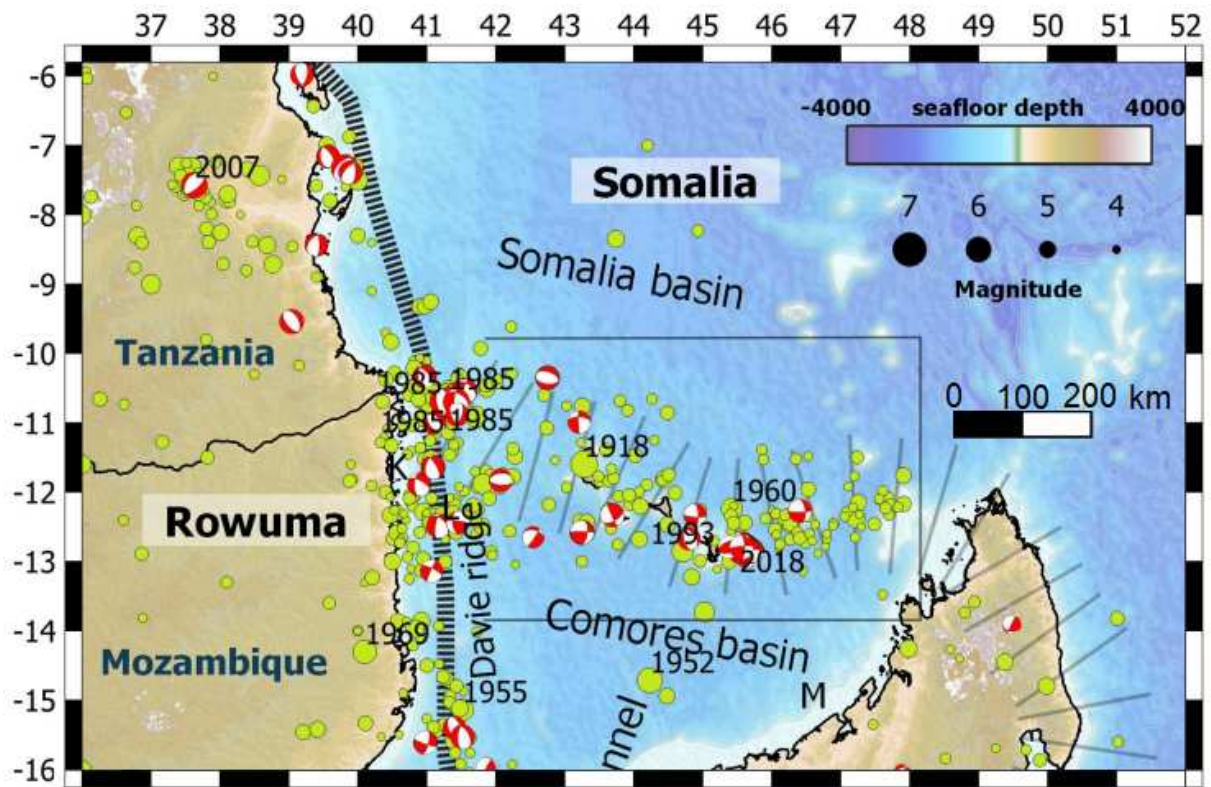
(Antananarivo), et la Grande Comore à partir de 1986 pour surveiller le volcan actif du Karthala. Les premières stations large bande régionales ne sont installées qu'en 2007 et 2017 pour Madagascar et Grande-Comore, respectivement.

Ainsi, la connaissance de la sismicité de l'archipel, quoique améliorée grâce à l'essor des réseaux d'observation régionaux, reste difficile à établir. Jusqu'en 2018, il n'y a pas de surveillance de la sismicité le long des îles comoriennes. Celle-ci, faiblement détectée dans divers catalogues de sismicité de l'Afrique de l'Est, de Madagascar, et avec quelques forts événements ($M > 4.5$) vus par les réseaux sismologiques internationaux, est rassemblée par Bertil et al. (2021). Une grande partie des séismes localisés au 20^e siècle provient des catalogues malgaches, qui permettent temporairement d'abaisser le seuil de détection de la sismicité (Rakotondrainibe, 1977; Bertil et Regnault, 1998). Par exemple, entre 1978 et 1996 (période où le catalogue régional bénéficie du catalogue Bertil et Regnault, 1998), plus de 100 séismes entre magnitude 3.7 et 4.9 sont localisés le long de l'archipel des Comores par le réseau malgache.

Les premières stations sont installées à Mayotte entre 2015 et 2016, afin d'enregistrer les mouvements forts liés à de potentiels séismes au voisinage de l'île ($M > 4.5$), comme il a pu s'en produire en 1993 ou 2011 (Bertil et François, 2016). Cela a permis, en reprenant ces données à partir de 2016, de faire descendre le seuil de détection à 4.0 dans l'archipel et à 3.0 autour de Mayotte, avec une quinzaine de séismes localisés dans l'archipel entre 2016 et mai 2018, de magnitude 3.0 à 4.5 (Bertil et al., 2021). Ce seuil de détection régional continue de baisser grâce aux améliorations du réseau, mais principalement par le partage des données du réseau large bande de Grande Comore, motivé par la séquence mahoraise de 2018 (Lavayssière et al., 2022 ; Mercury et al., 2022 ; Saurel et al., 2022 ; Chapitre 3), et qui couplé au réseau de Mayotte permet un suivi plus homogène de la sismicité de l'archipel.

A partir des catalogues de sismicité historique et instrumentale (Bertil et al., 2021), on peut souligner les points suivants :

- La rareté des séismes de magnitude élevée ($M > 5.5$) dans l'archipel. Le séisme de magnitude 5.9 du 15 mai 2018 reste le plus fort jamais enregistré dans la région. Un séisme de magnitude 6.2 est mentionné le 23 août 1918, associé à une éruption phréatique et un effondrement du sommet du Karthala (Lacroix, 1920; Bachèlery et al., 2016). Cette magnitude est probablement surestimée car il n'y a pas eu de dégâts notables sur Grande Comore (Lacroix, 1920). De manière générale, il n'y a pas eu de séisme fort répertorié ayant induit des victimes ou des dommages importants pendant les quatre derniers siècles sur aucune des îles de l'archipel des Comores. Les séismes de magnitude supérieure à 5.0 sont rares et dispersés le long de l'archipel : sur les 11 ayant eu lieu entre 1918 et 2018, aucun séisme localisé n'est à moins de 40km d'un autre, à l'exception de la sismicité liée à l'activité du Karthala.
- Il n'y a aucune trace d'une séquence de l'ampleur de celle qui a eu lieu près de Mayotte en mai 2018. La sismicité semble modérée et dispersée dans cette zone (Lemoine et al., 2020 ; Bertil et al., 2021). Le seul essaim identifié avec un réseau sismologique, de 6 séismes entre magnitude 4.2 et 4.6, a lieu le 4 juillet 1991 sur Grande Comore, et est associé à l'activité du Karthala (Bertil et al., 2021). Un autre essaim associé à l'activité du Karthala est ressenti pendant une quinzaine de jours en janvier-février 1953 (Boulanger, 1953).



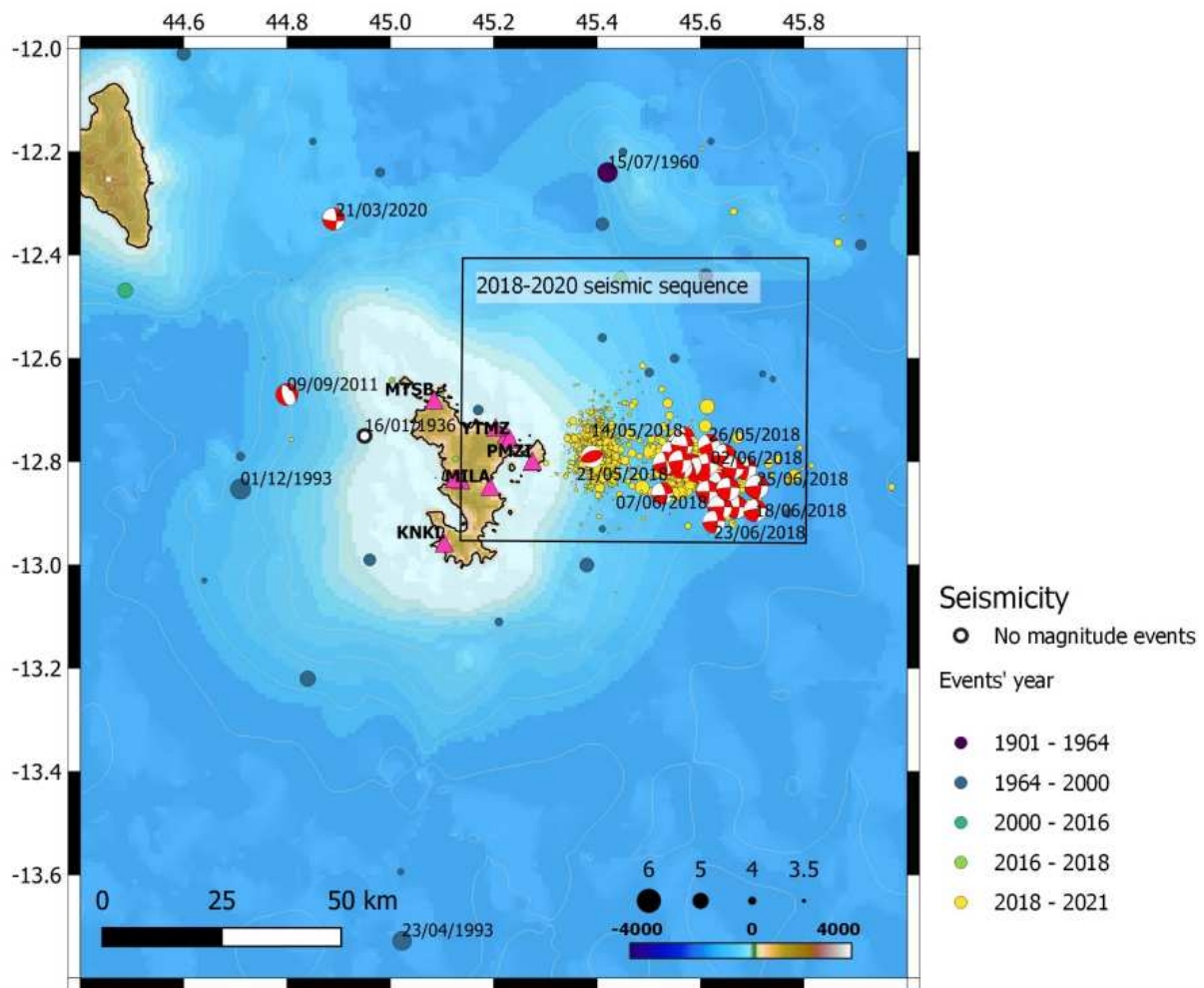


Figure 6: Sismicité instrumentale entre la ride de Davie et le nord de Madagascar (a), le long de l'archipel des Comores (b) et autour de Mayotte (c). a) Sismicité du Mozambique au nord de Madagascar. Les hachures fines correspondent à la limite entre la plaque Rovuma et les plaques Somalie et Lwandle. Les hachures larges correspondent à la limite incertaine entre les plaques Lwandle et Somalie. b) Sismicité de l'archipel des Comores. Z. & G.: Bancs de Zélée et Geyser; L: Banc de Leven; J: Jumelles. Le rectangle noir délimite la zone correspondant à la figure 6c. c) Sismicité autour de Mayotte. Les triangles roses correspondent à des stations sismologiques. Les dates sont précisées pour les séismes de magnitude supérieure à 5.0. Les mécanismes proviennent de GCMT (Dziewonski et al., 1981, Ekström et al., 2012). D'après Bertil et al. (2021).

A de rares exceptions près, et malgré les localisations peu contraintes, la sismicité de magnitude supérieure à 5.0 se situe à quelques dizaines de km au plus des îles de l'archipel ou de structures sous-marines connues (Jumelles, Banc de Geyser, Zélée, Leven), dans la zone de 200 km de large où se distribuent les structures volcaniques et tectoniques (Thinon et al. (2022)).

A l'est de Mayotte, le catalogue de l'ISC mentionne un séisme de magnitude 4.1 en 1968, puis le catalogue Bertil et Regnault (1998) y localise sept séismes d'une magnitude allant de 3.8 jusqu'à 4.8, entre 1985 et 1995. Cette zone est sismogène et génère occasionnellement des séismes de magnitude modérée, bien avant que la séquence mahoraise de 2018 le prouve, mais cette zone n'a pas été surveillée du fait du manque de connaissance et d'instrumentation.

4. Activité volcanique et construction de l'archipel des Comores

4.1. Structures observées

L'archipel des Comores est composé de 4 îles d'origine volcanique : d'ouest en est, Grande Comore, Mohéli, Anjouan et Mayotte, composée principalement d'une île centrale (Grande Terre) et d'une seconde île à l'est (petite Terre). L'île de Grande Comore est formée pour sa plus grande partie par le volcan Karthala, et au nord par un ancien massif d'origine volcanique, la Grille (Fig. 9). En plus des structures émergées, l'archipel comprend de nombreuses structures sous-marines, également d'origine volcanique : le mont Vailheu, à l'ouest de Grande Comore; les Jumelles, au nord-ouest de Mayotte; les bancs de Zélée, Geyser et de Leven, alignés d'ouest en est entre les Jumelles et Madagascar; la chaîne volcanique à l'est de Mayotte, qui se prolonge vers l'est puis le sud-est, composée entre autres de plusieurs cônes volcaniques de plusieurs centaines de mètres, dont Fani Maore (le nouveau volcan sous-marin au large de Mayotte, Feuillet et al., 2021) ; les rides entre les îles : Domoni entre Grande Comore et Mohéli, Chistwani entre Mohéli et Anjouan, Safari entre Anjouan et Mayotte; et les champs volcaniques de N'Droundé (nord de Grande Comore) et Mwezi (Nord d'Anjouan) (Tzevahirtsian et al., 2021; Thinon et al., 2022) (Fig. 7).

La succession d'îles émergées et de rides volcaniques forme une chaîne continue d'origine volcanique de Grande Comore à l'est de Mayotte (Tzevahirtsian et al., 2021). Au nord des îles, le fond océanique est parcouru de structures volcaniques regroupées en chaînes et champs volcaniques (Thinon et al., 2022). Dans les champs volcaniques et entre les îles, on observe plus de 2200 cônes sous-marins et coulées, certains cônes pouvant aller jusqu'à plusieurs centaines de mètres de haut (Tzevahirtsian et al., 2021; Thinon et al., 2022). Cet ensemble étendu de structures volcaniques témoigne de plusieurs phases de volcanisme qui ont formé des chaînes volcaniques sous-marines dans tout l'archipel des Comores, aussi bien entre les îles (chaînes Domoni, Chistwani et Safari) qu'au-delà (banc Vailheu et chaîne volcanique est-Mayotte) (Thinon et al., 2022). Il existe beaucoup moins de traces de volcanisme au sud des îles, avec l'existence de seulement quelques cônes isolés.

On s'intéresse particulièrement à la chaîne volcanique sous-marine s'étendant à l'est de Mayotte à partir de Petite Terre (Fig. 8). Celle-ci, longue d'une cinquantaine de kilomètres, suit un alignement WNW-ESE et se divise en deux segments (Feuillet et al., 2021). Le premier segment forme la partie occidentale de la chaîne, qui comprend Petite Terre, jusqu'à environ 20 km à l'est. Il est composé de structures morphologiquement complexes, sans alignement particulier, avec notamment le fer à cheval et la couronne, des structures interprétées comme pouvant être héritées d'une ancienne caldeira (Feuillet et al., 2021; Puzenat et al., 2022; Fig. 8). De plus, ce segment est dans le prolongement des structures les plus récentes de Mayotte, localisées sur Petite Terre (Zinke et al., 2003a, 2003b ; Debeuf, 2009 ; Nehlig et al., 2013). Le second segment, plus à l'est, de direction N130°E est formé par l'alignement de nombreux cônes pouvant mesurer plusieurs centaines de mètres de haut, probablement monogéniques. Le nouveau volcan Fani Maore s'est formé à l'extrémité sud-est de ce segment.

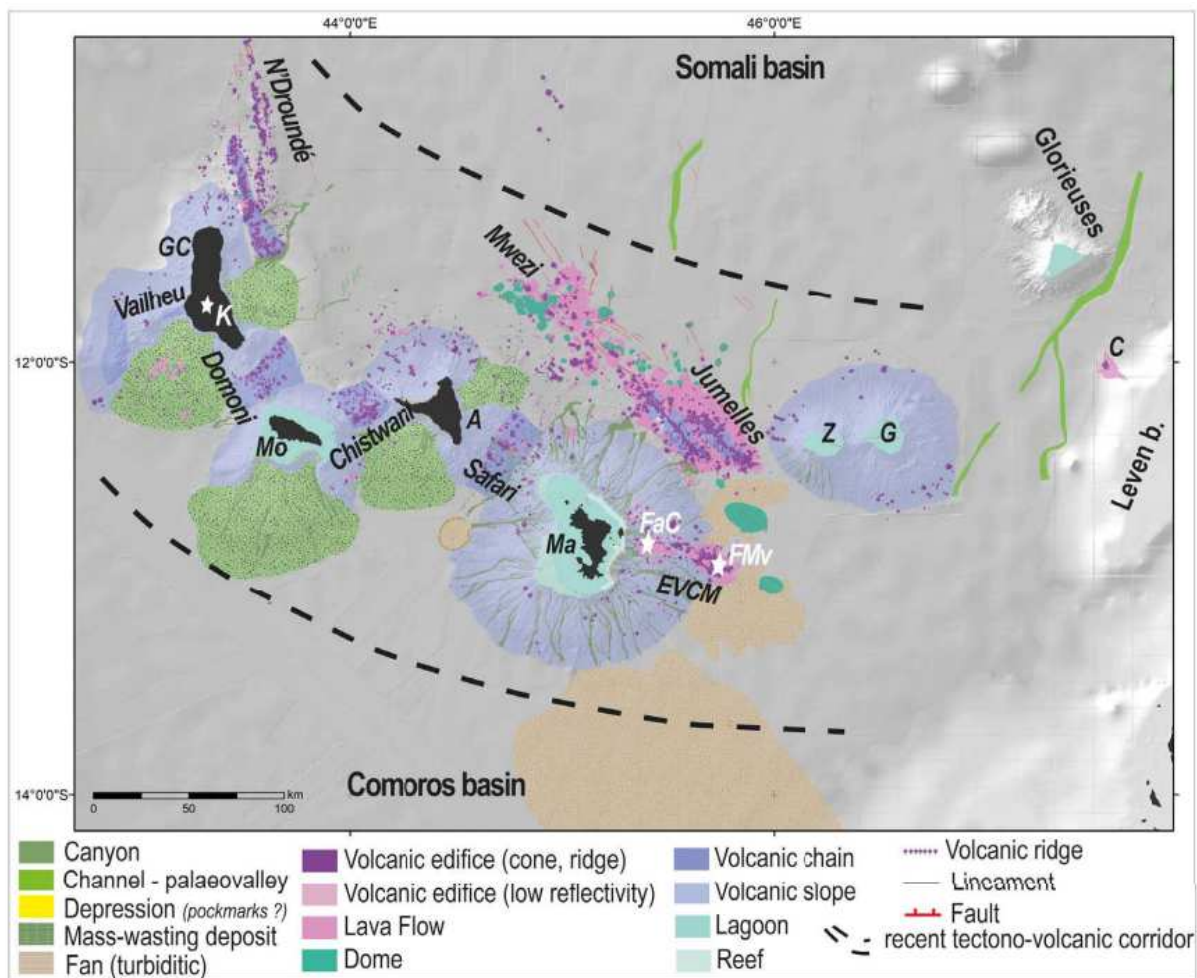


Figure 7 : Géomorphologie l'archipel des Comores. GC = Grande Comore; K = Karthala; Mo = Mohéli; A = Anjouan; Ma = Mayotte; Z = Zélée; G = Geyser; FMv = Fani Maore; FaC = Fer à Cheval. D'après Thinon et al. (2022)

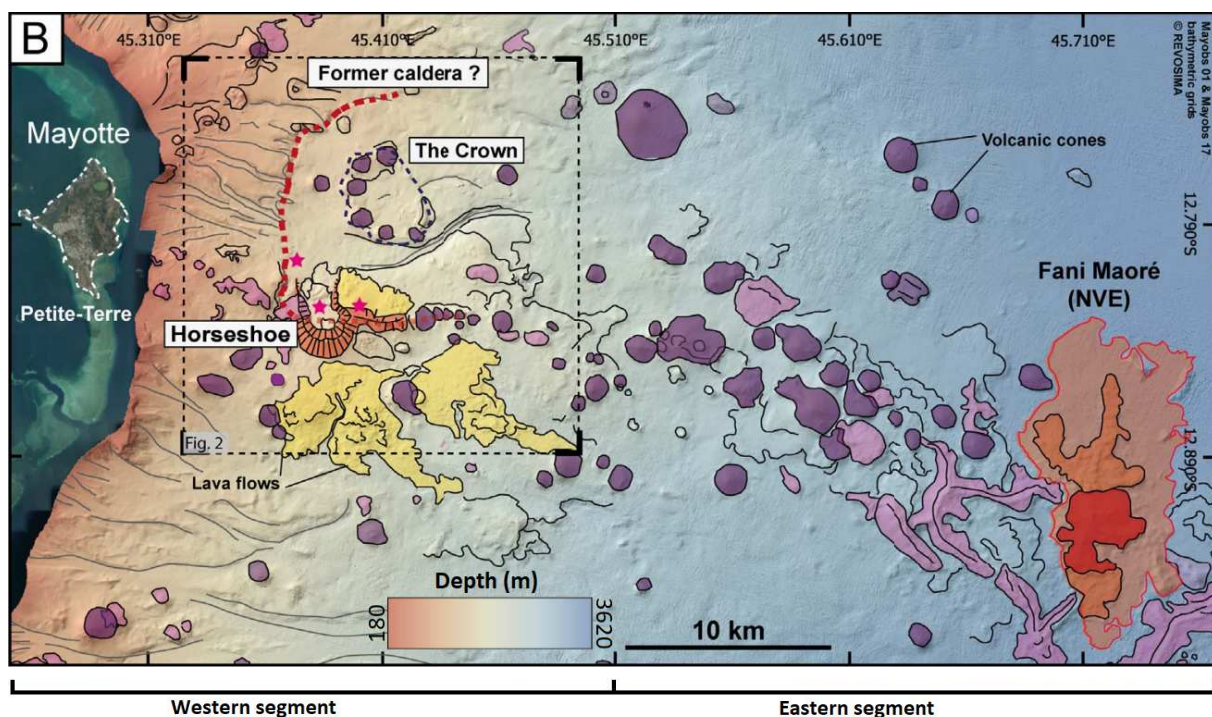


Figure 8: Géomorphologie de la chaîne volcanique est-Mayotte (D'après Puzenat et al., 2022).

4.2. Chronologie de la construction volcanique de l'archipel des Comores

Des analyses de stratigraphie menées à partir de données de sismique active ont permis à Masquelet et al. (2023) de reconstruire une partie de l'histoire de l'archipel :

- D'abord, la mise en place des bancs de Geyser et Zélée, il y a 32 Ma, à la même période que l'initialisation des traps de Turkana (Fig. 7; Michon et al., 2022).
- La première phase de mise en place de Mayotte débute il y a 26.5 Ma, un peu après la mise en place des traps éthiopiennes (Michon et al., 2022).
- La seconde phase de construction de Mayotte et l'édification de l'île de Mohéli débutent il y a 8-9 Ma, peu après la reprise du volcanisme à l'échelle du REA (Michon et al., 2022).
- La formation d'Anjouan, de Grande Comore et des Jumelles débute il y a 3-4 Ma, à la même période que l'initialisation du volcanisme basaltique fissural recouvrant tout l'Afar (séries stratoïdes, Michon et al., 2022).

Comme l'île de Grande Comore, construite en deux phases avec le massif ancien de La Grille au nord et le volcan actif Karthala qui couvre les deux tiers sud de l'île (Bachèlery et al., 2016), l'île de Mayotte s'est construite en plusieurs phases : d'abord le sud et le nord-ouest de l'île, puis le centre et le nord de l'île, et en dernier Petite Terre, sur laquelle on observe une activité très récente, datant de quelques milliers d'années (Nehlig et al., 2013, Pelleter et al., 2014).

Le volcanisme semble récent et la tectonique active dans les champs de Mwezi, N'Droundé, sur les pentes de Grande Comore et au pied des Jumelles, mais aucun volcanisme actif n'y a été observé (Fig. 7, Thinon et al., 2022).

4.3. Volcanisme actif dans l'archipel des Comores

Il y a actuellement deux volcans considérés comme actifs dans cet archipel : le Karthala et le Fani Maore. Le Karthala est le volcan le plus actif de l'ouest de l'océan indien, avec une dernière phase éruptive violente entre 2005 et 2007, et 40 éruptions enregistrées durant les deux derniers siècles (Fig. 9, Bachèlery et al., 2016).

Du dégazage est enregistré sur Petite Terre depuis les années 1990 (Sanjuan et al., 2008, Liuzzo et al., 2021). Ces gaz proviennent d'une source mantellique (Nehlig et al., 2013, Liuzzo et al., 2022). Depuis 2018, la séquence mahoraise est associée à des panaches acoustiques de grande ampleur observés en mer dans la colonne d'eau (plusieurs centaines de mètres), à la fois depuis le Fani Maore pendant la phase éruptive du volcan, mais aussi au niveau du Fer à Cheval, plus proche de Mayotte (Rinnert et al., 2019 ; Feuillet et al., 2021; REVOSIMA, 2023a ; Scalabrin et al., 2021 ; Scalabrin, 2023). A ce jour, 21 sites d'émission différents ont été identifiés au niveau du Fer à Cheval, dont certains sont encore actifs (Fig. 10 ; Laurent et al., 2021 ; REVOSIMA, 2023a ; Jorry et al., 2022). Ce dégazage à terre et les panaches acoustiques sous-marins sont la marque d'une circulation importante de fluides d'origine mantellique à travers la croûte (Scalabrin et al., 2021).

Le Fani Maore a eu une productivité exceptionnelle pendant sa première année d'éruption: il s'élève à 820 m au-dessus du fond marin dix mois après son entrée en éruption, pour un volume de 5 km³, et des panaches acoustiques sur l'édifice de plusieurs centaines de mètres (Fig. 11, Feuillet et al., 2021). Le début de l'éruption est estimé entre mi-juin et début juillet 2018 (Cesca et al., 2020 ; Lemoine et al., 2020 ; Mercury et al., 2022). Son volume actuel en comptant les coulées plus récentes (Fig. 12,

Berthod et al., 2022) est estimé à 6.5 km³. De nouvelles coulées sont visibles à chaque mission océanographique de suivi, jusqu'en janvier 2021, date des dernières traces visibles de coulées (Fig. 12, Deplus et al., 2019 ; Berthod et al., 2022, REVOSIMA, 2023a).

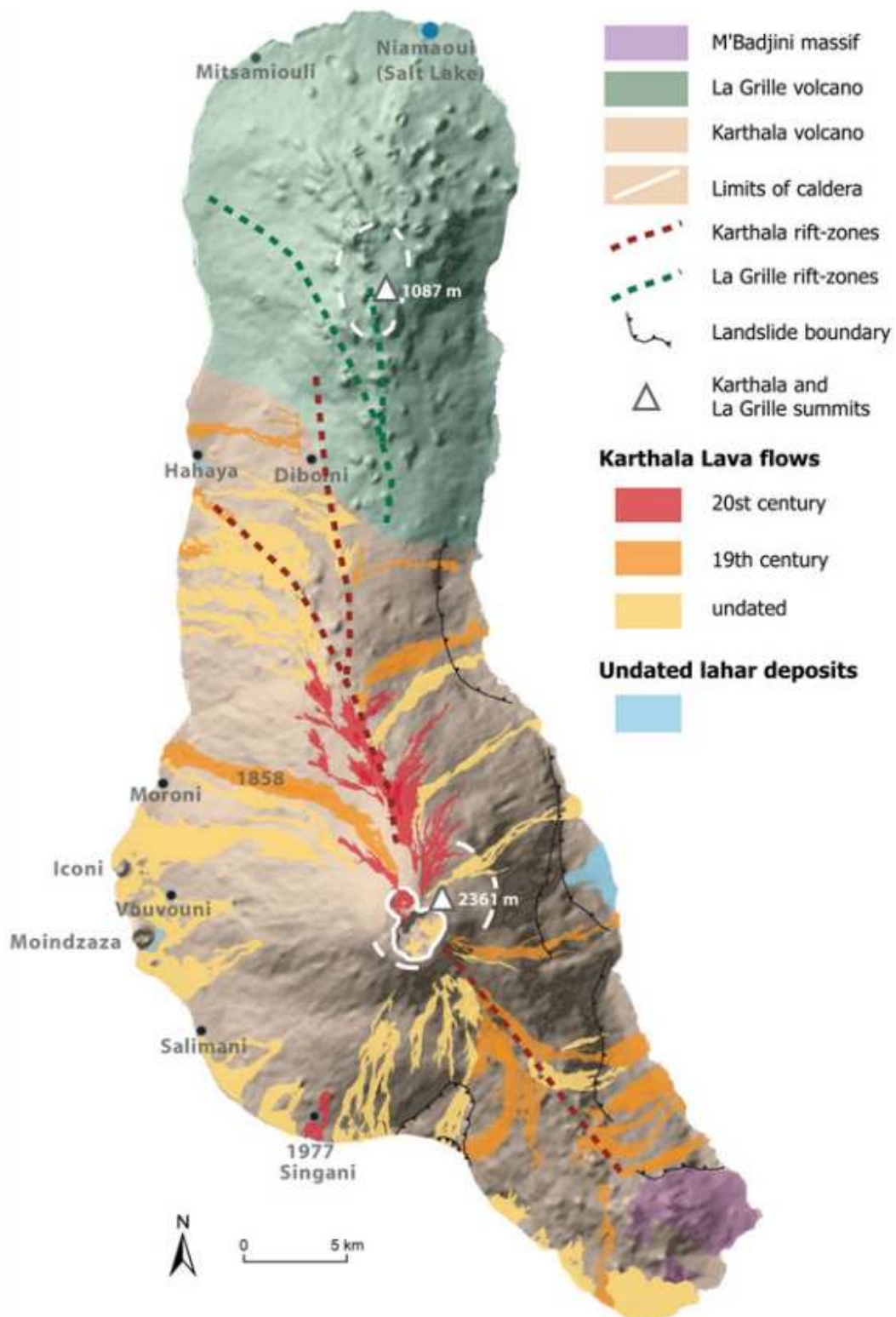


Figure 9: Carte simplifiée des dépôts volcaniques du Karthala, notamment les coulées récentes, d'après Bachèlery (2016)

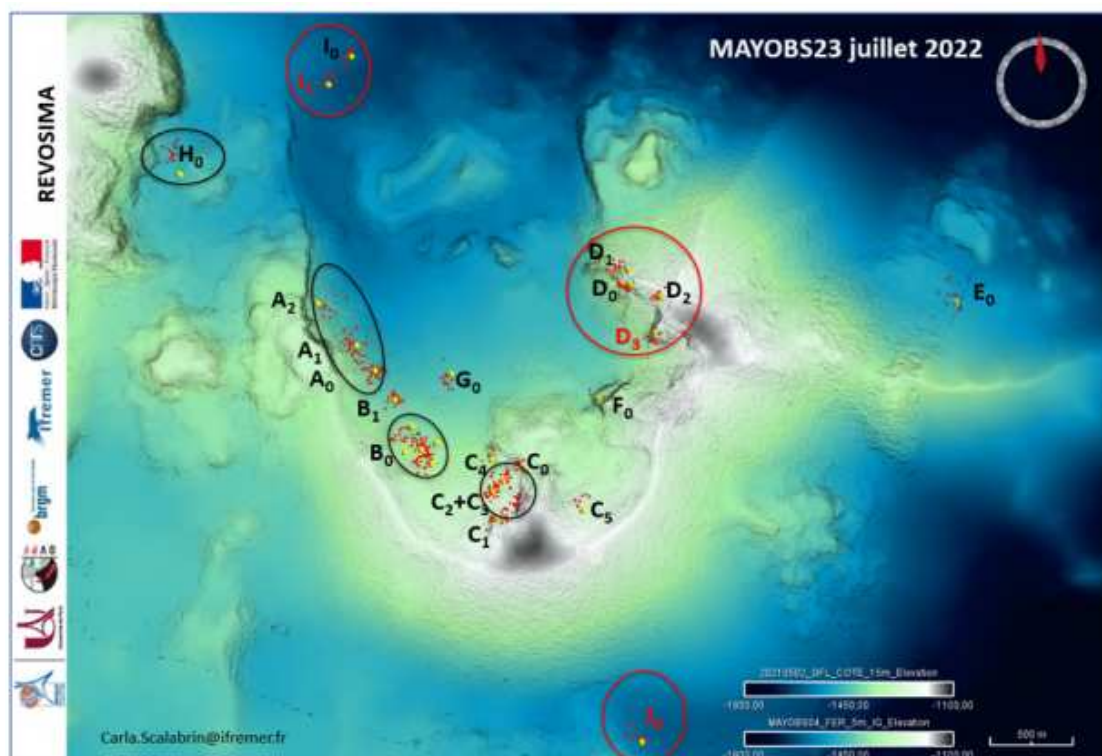


Figure 10: Localisation des sites actifs d'émission de fluides dans la zone du Fer à Cheval à partir des panaches acoustiques identifiés pendant la campagne MD239-MAYOBS23 (Jorry et al., 2022) et les campagnes de surveillance MAYOBS (Rinnert et al., 2019) et de recherche (SISMAORE, Thinon et al., 2020 ; GEOFLAMME, Rinnert et al., 2021 ; SCRATCH, Berthod et al., 2021c). Les sites en rouge ont été observés pour la première fois pendant la campagne MAYOBS23 (Jorry et al., 2022) en juillet 2022. Les zones actives entourées représentent une augmentation de la surface ou de l'intensité des sites en juillet 2022 par rapport aux campagnes précédentes. D'après le REVOSIMA (2023a) et Scalabrin (2023).

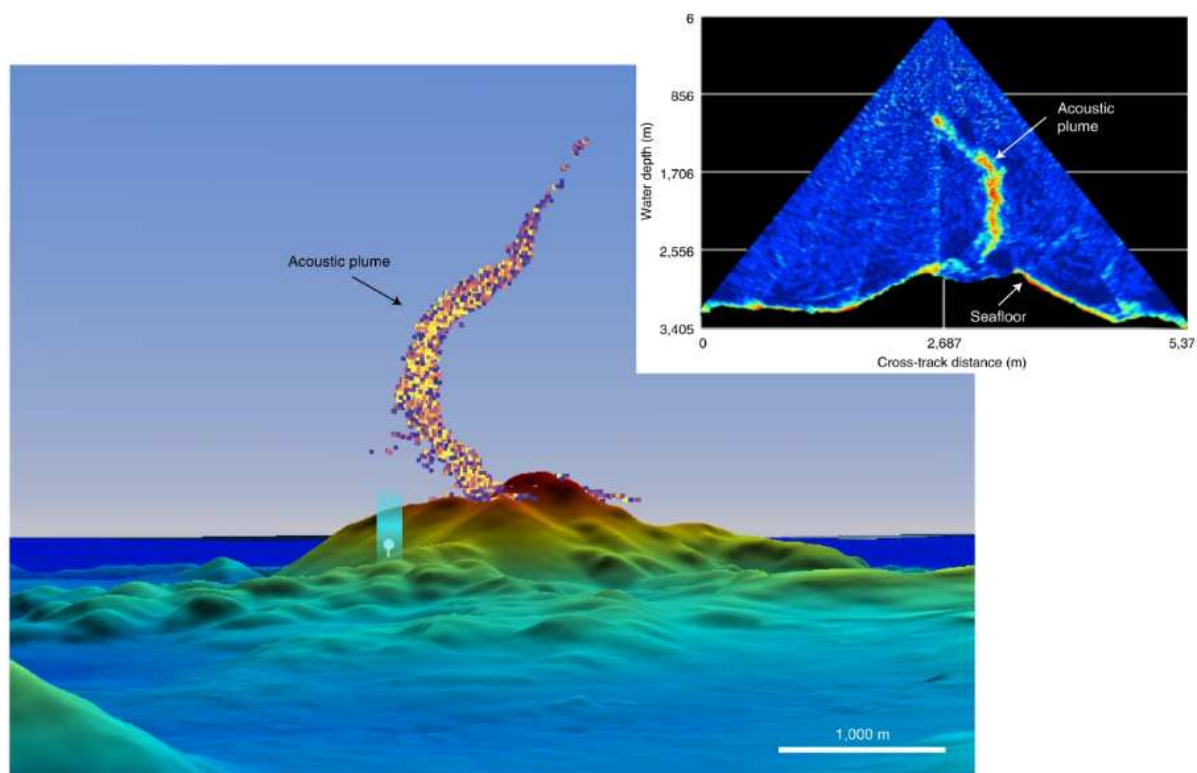


Figure 11: Vue 3D de Fani Maore et du panache acoustique dans la colonne d'eau, le 16 mai 2019. En haut à droite : échogramme acquis par un sondeur multifaisceau le même jour. D'après Feuillet et al. (2021).

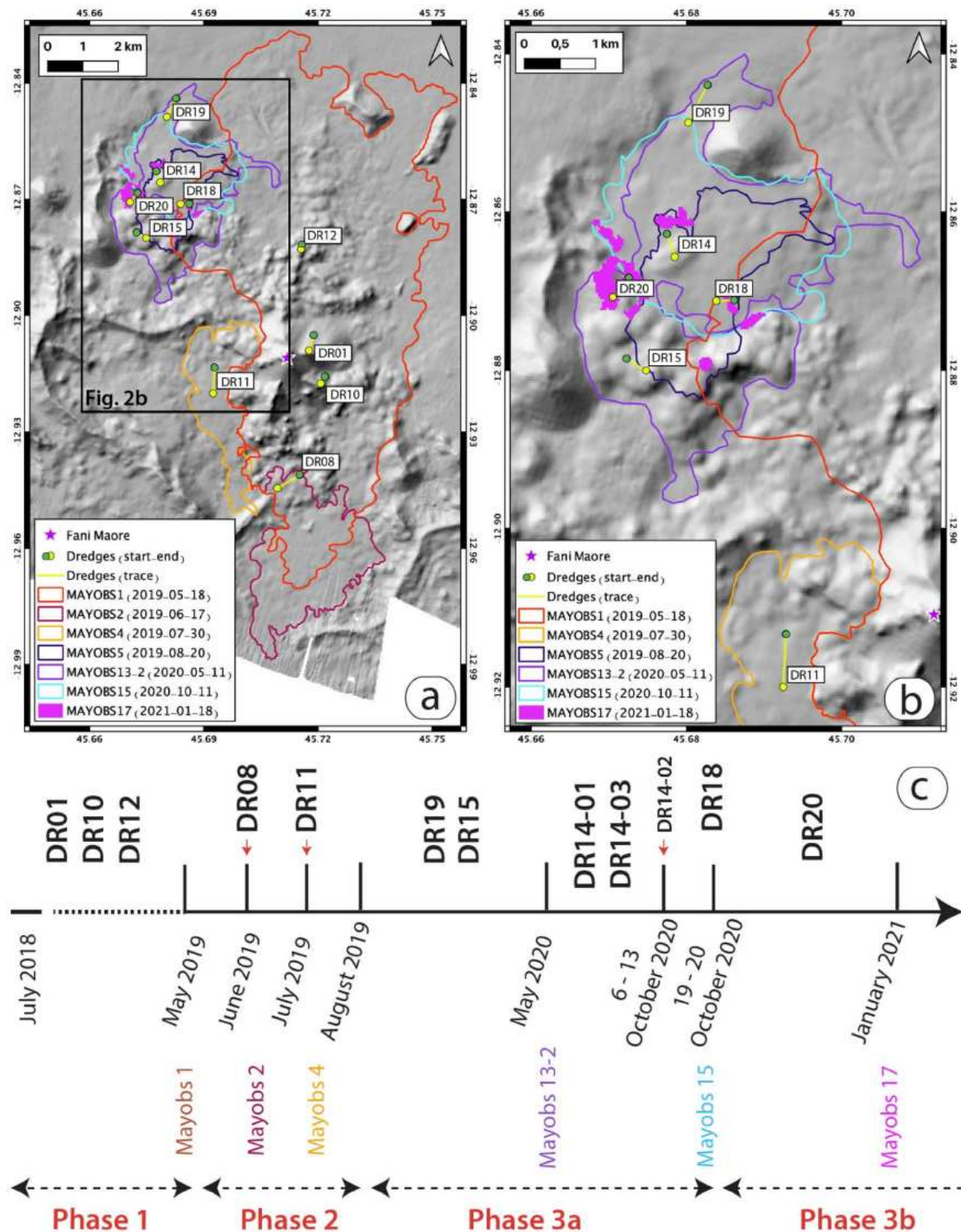


Figure 12: Cartes bathymétriques illustrant l'évolution du fond marin associée à l'éruption du volcan Fani Maore, entre mai 2019 et janvier 2021 (Berthod et al., 2022).

Les premières études des données sismologiques et GNSS montrent que la mise en place du système d'alimentation se déroule en plusieurs phases : une phase de construction des conduits en mai 2018, puis l'ascension du magma vers la surface jusqu'à fin juin 2018, et enfin la phase éruptive à partir de

fin juin-début juillet 2018, conduisant à la vidange du réservoir profond (Cesca et al., 2020; Lemoine et al., 2020).

La structure en profondeur, incluant le système d'alimentation du volcan, est contrainte par l'imagerie géophysique et la pétrologie. Dofal et al. (2021) placent un ancien Moho à 17 km de profondeur, au-dessus d'une épaisseur de 10 km de sous-placage magmatique : le manteau lithosphérique commence autour de 26-27 km de profondeur, profondeur du nouveau Moho (Fig. 13 ; Dofal, 2021 ; Dofal et al., 2021). De plus, une anomalie de résistivité est repérée à partir de 15 km de profondeur, probablement liée à la présence de fluides magmatiques (Darnet et al., 2020). Le réservoir magmatique à l'origine de l'éruption de Fani Maore se situe sous 35 km de profondeur d'après Feuillet et al. (2021), mais sa position horizontale est plus difficile à contraindre du fait de la géométrie défavorable du réseau GNSS. Les modélisations placent la source de déformation entre 30 et 50 km à l'est de Mayotte, et autour de 30 km de profondeur (Fig. 14 ; Cesca et al., 2020 ; Lemoine et al., 2020 ; Feuillet et al., 2021 ; Mittal et al., 2022 ; Peltier et al., 2022). L'analyse pétrologique d'échantillons prélevés sur Fani Maore montre que les magmas émis se sont formés entre 80 et 100 km de profondeur, ont évolué dans un réservoir magmatique localisé entre 35 et 60 km de profondeur, de volume important ($>10 \text{ km}^3$) (Fig. 15 ; Berthod et al., 2021a, 2021b). A partir de mai 2019, les magmas émis montrent un changement de trajectoire et un passage par des réservoirs intermédiaires localisés entre 15 et 20 km de profondeur (Fig. 15 ; Berthod et al., 2021a, 2021b). A ces mêmes profondeurs intermédiaires, les études de sismicité utilisant les données de sismomètres de fond de mer, installés à partir de fin février 2019, pointent justement vers une zone asismique, associée à des anomalies de vitesse, identifiées comme un réservoir, à environ 10 km à l'est de Mayotte, sous la zone caractérisée par la présence du "Fer à Cheval" (Fig. 16 ; Foix et al., 2021 ; Laurent et al., 2021 ; Lavayssière et al., 2022 ; Retaillieu et al., 2022). Cette zone est caractérisée par la présence de séismes VLP (Very Long Period), signaux sismiques très longue période (autour de 15-16s) et de longue durée (de l'ordre de plusieurs dizaines de minutes). Leur période propre est caractéristique de l'activité à l'est de Mayotte (Cesca et al., 2020 ; Lemoine et al., 2020a ; Laurent et al., 2021). Un VLP particulièrement intense (forte amplitude et longue durée), enregistré le 15 novembre 2018 par les réseaux mondiaux, a attisé la curiosité de la communauté sismologique internationale. De tels signaux sont exceptionnels : les seuls analogues identifiés se sont produits en 2011 et 2013 au niveau du volcan sous-marin Rocard en Polynésie (Talandier et al., 2016). Leur présence marque la résonance de fluides dans une cavité. Il est probable que le réservoir à l'origine de l'éruption et responsable d'une importante déflation observée sur les stations GNSS qui se situe sous ce réservoir intermédiaire (Lemoine et al., 2020 ; Peltier et al., 2022). Un système de piston sous le Fer à Cheval lié à la vidange de ce réservoir profond s'est mis en place à partir du début de l'éruption (Fig. 17, Jacques et al., 2020 ; Feuillet et al., 2021). Ce piston est mis en évidence par des séismes proches de Mayotte visibles depuis juillet 2018 s'étendant entre 20 et 45 km de profondeur, les VLPs et les panaches acoustiques.

Le système d'alimentation s'étend sur des dizaines de kilomètres, aussi bien en profondeur que dans le plan horizontal : des conduits horizontaux et verticaux mènent le magma depuis un réservoir profond ($>35 \text{ km}$, 30 km à l'est de Mayotte) vers la surface et le site éruptif. La formation de ces conduits est mise en évidence par la sismicité des premiers mois de l'épisode mahorais et les signaux GNSS (Cesca et al., 2020 ; Lemoine et al., 2020a ; Feuillet et al., 2021 ; Morales et al., 2022 ; Peltier et al., 2022). De fait, d'après Mittal et al. (2022), le réservoir profond est probablement couplé à un mush magmatique important, localisé à proximité ou sous le réservoir, qui alimente le réservoir lorsque la pression dans celui-ci diminue du fait de sa vidange, et permet une éruption de grande

ampleur. Le système magmatique est complexe et n'est pas seulement relié au volcan Fani Maore, mais à toute une partie de la chaîne volcanique est-Mayotte (Fig. 18, Masquelet et al., 2022).

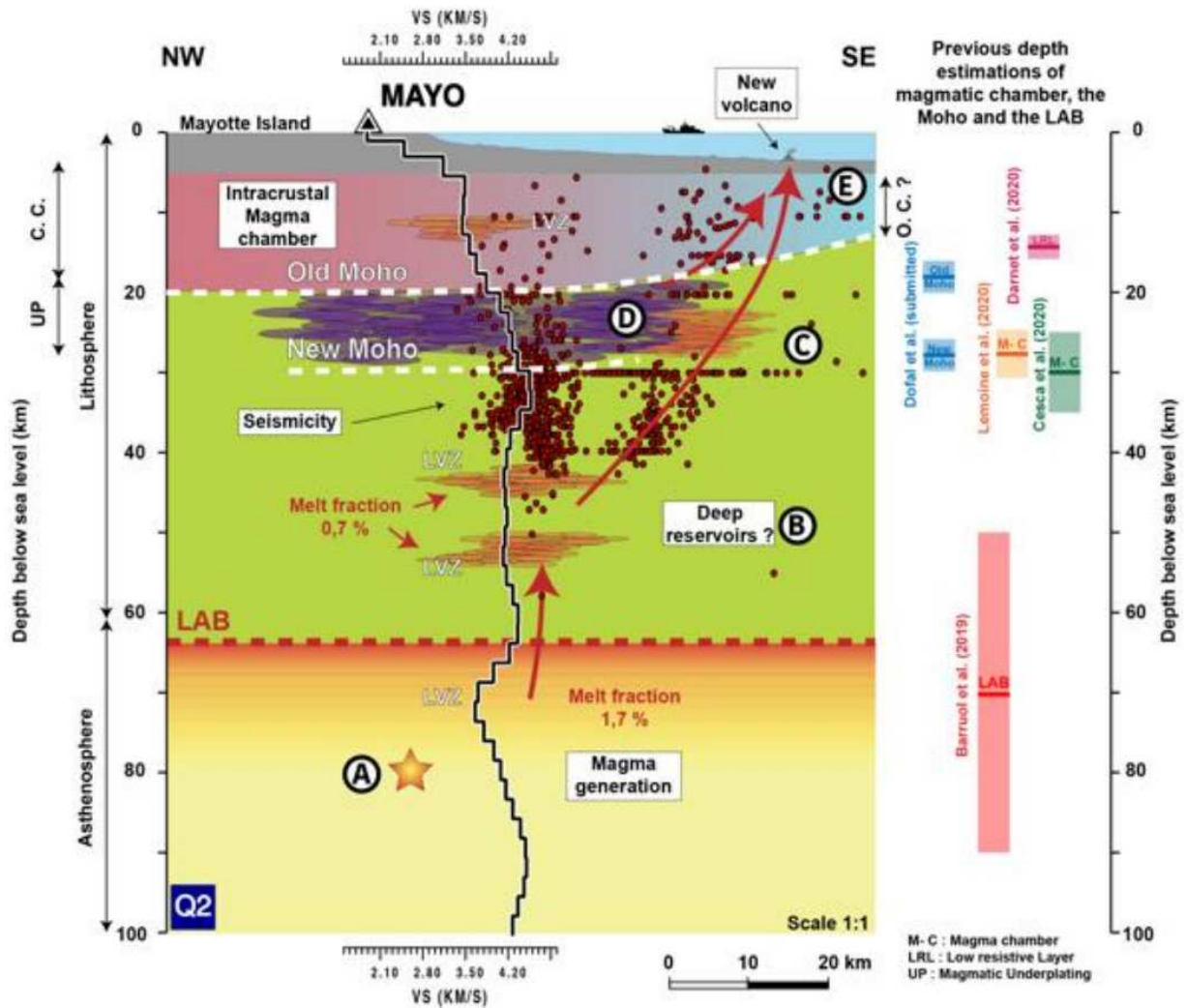


Figure 13 : Modèle de la plomberie magmatique sous l'île de Mayotte. En noir, le profil de vitesse des ondes S obtenu sur une station mahoraise (MAYO). Les points rouges indiquent les localisations des séismes entre mai 2018 et mai 2019, par Lemoine et al. (2020). En orange, les zones d'accumulation de magma sont indiquées. Un sous-placage magmatique est identifié en violet. Les flèches rouges représentent un possible scénario de mise en place du magma depuis 80 km de profondeur jusqu'à la surface. A droite de la figure, la profondeur de certaines interfaces fournies par la littérature (Cesca et al., 2020 ; Darnet et al., 2020 ; Lemoine et al., 2020 ; Dofal et al., 2021). D'après Dofal (2021).

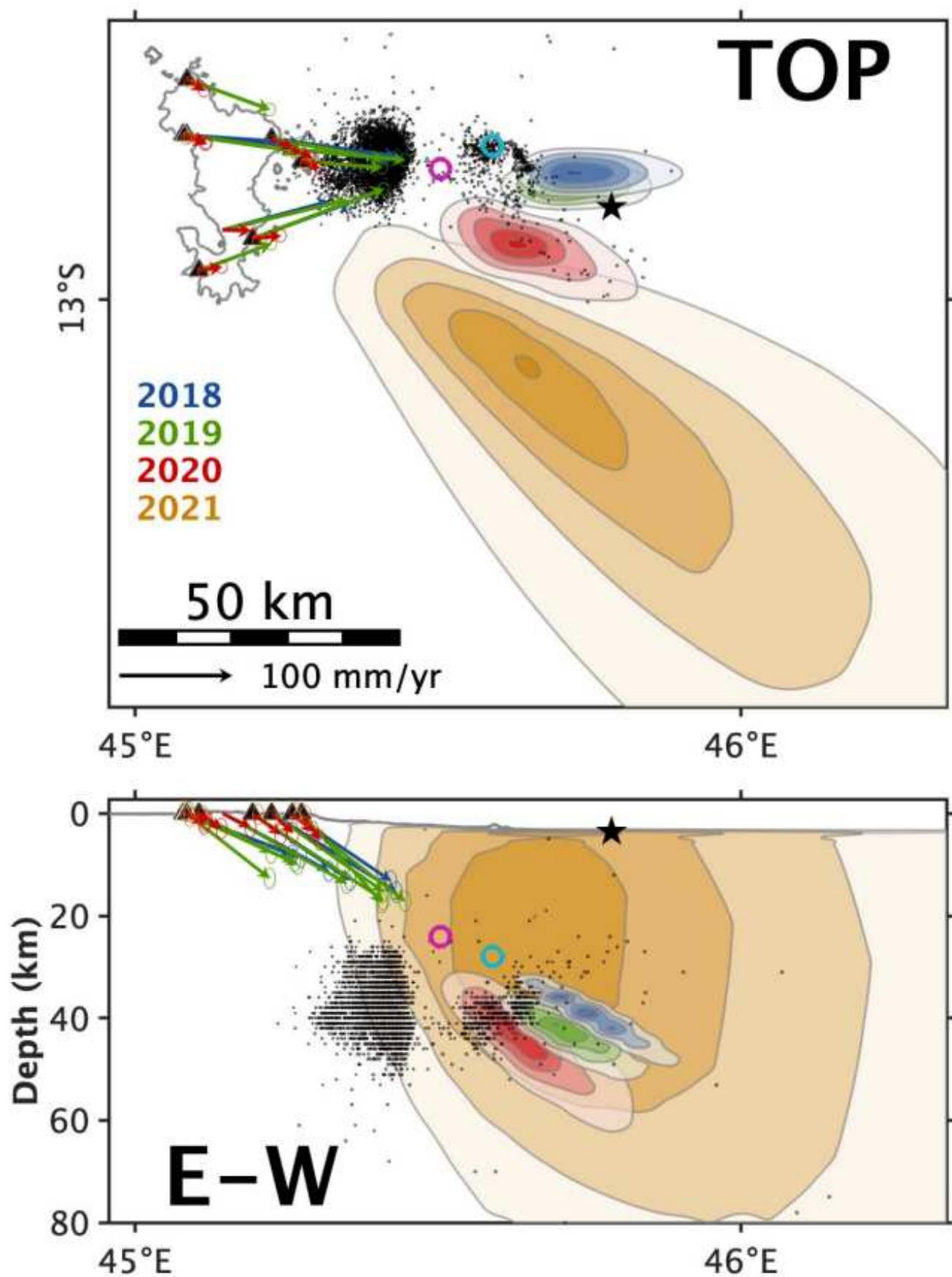


Figure 14 : Localisation de la source de déplacement GNSS pour les années 2018 à 2021, en vue horizontale et verticale. Sont également indiquées les sources déterminées par Lemoine et al. (2020) (Cercle cyan) et Peltier et al. (2022) (Cercle magenta). L'étoile noire indique le site éruptif. En noir, les séismes de février 2019 à mai 2020, localisés par Saurel et al. (2022). D'après Peltier et al. (2022).

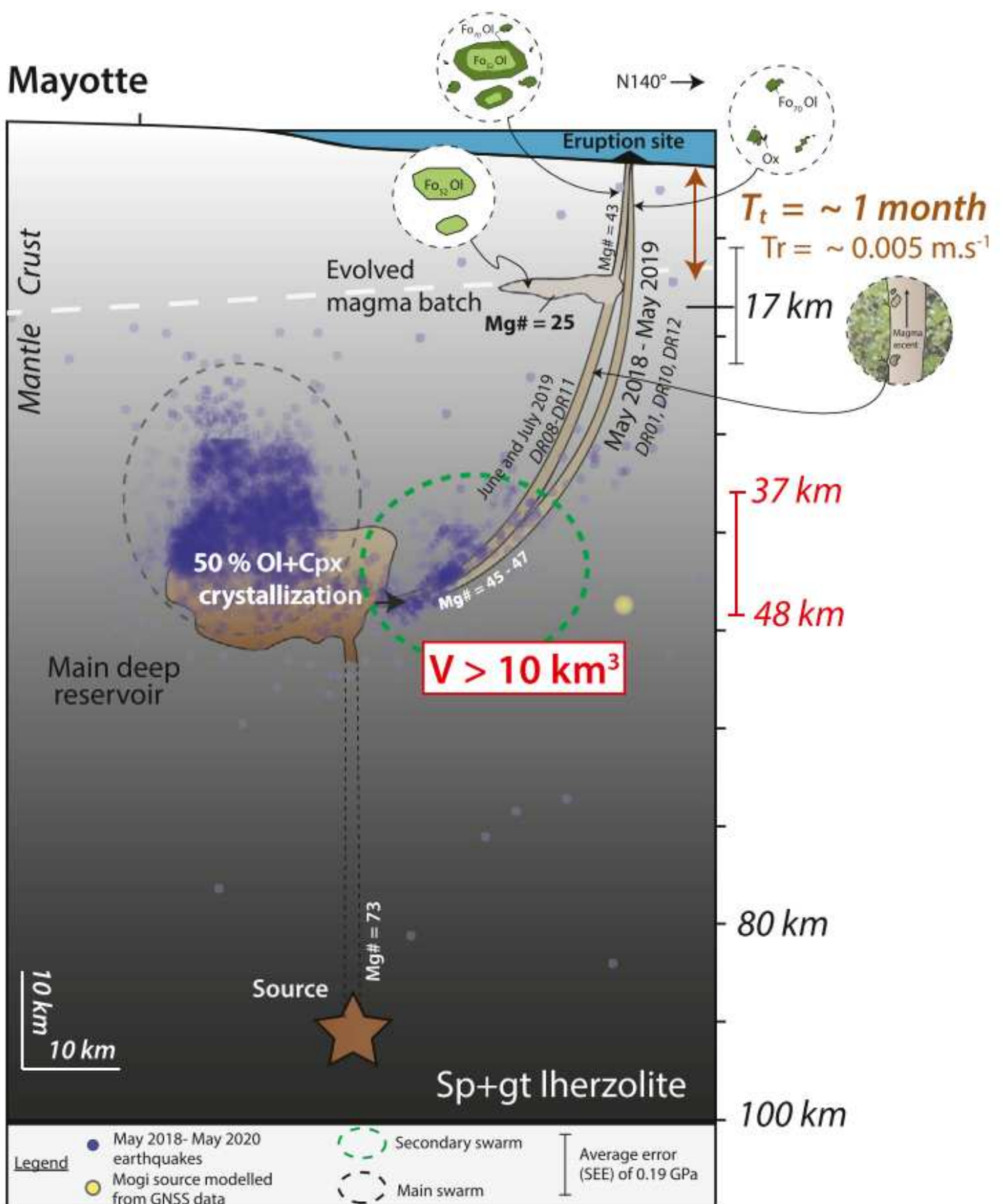


Figure 15 : Plomberie magmatique alimentant l'éruption de Mayotte (2018-2020), interprétée à partir de données pétrologiques et géophysiques. D'après Berthod et al. (2021a).

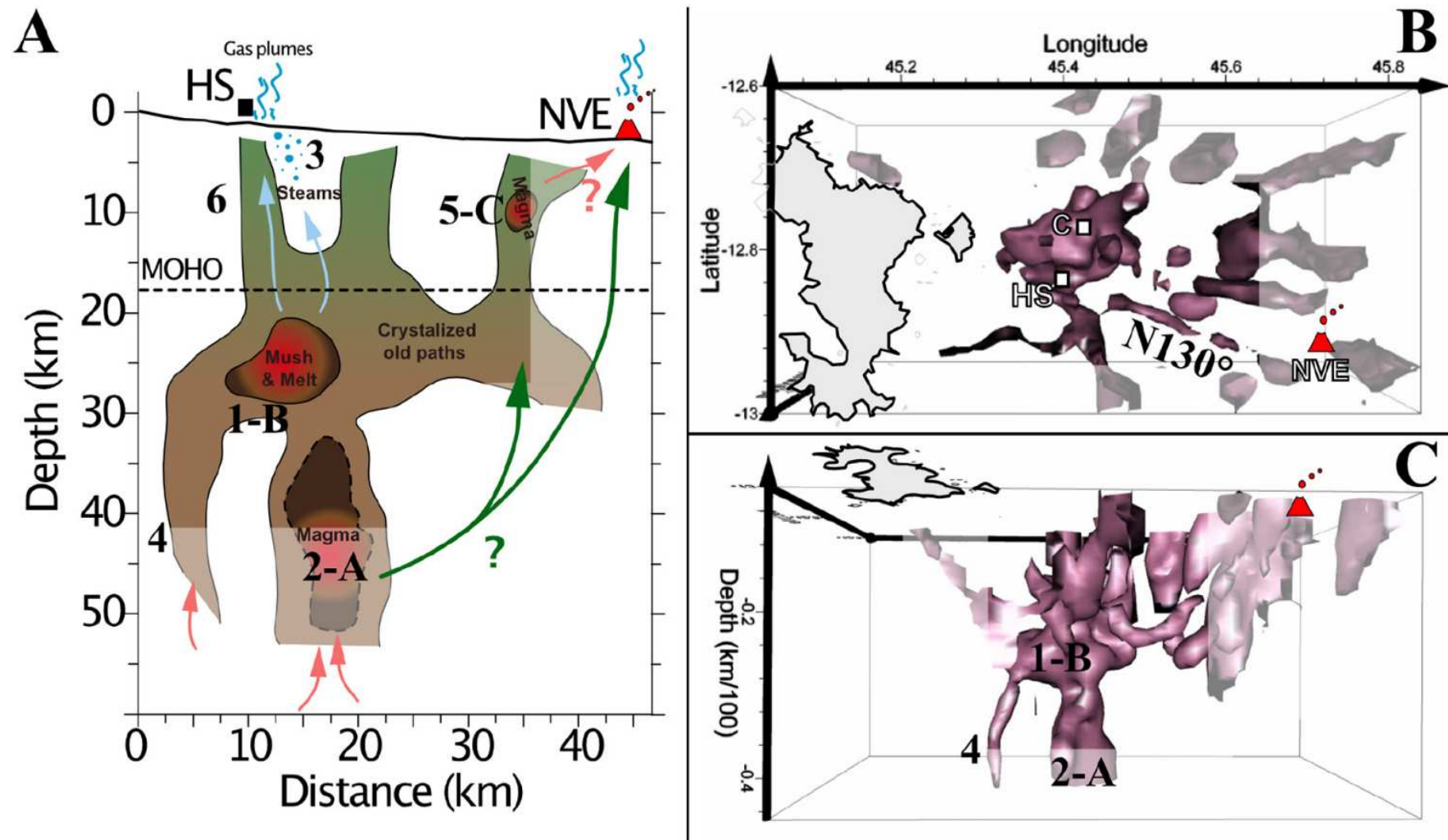


Figure 16 : Vue d'ensemble de la plomberie volcanique à l'est de Mayotte, par tomographie sismique passive. A : Interprétation de la tomographie sismique passive. Potentiels conduits d'alimentation en fluides magmatiques (flèches rouges), alimentation des panaches acoustiques renseignés par le REVOSIMA (2023a) (flèches bleues), conduits d'alimentation de Fani Maore (flèches vertes). La zone vert à brun met en évidence d'anciens conduits magmatiques. Profondeur du Moho par Dofal et al. (2021). HS : Fer à cheval. NVE : Nouvel édifice volcanique (i.e. Fani Maore). La zone masquée blanche indique les zones peu ou pas résolues avec la tomographie. B et C : Vue 3D par le dessus (B) et coupe est-ouest (C) du système de plomberie volcanique mise en évidence par la tomographie sismique passive. D'après Foix et al. (2021).

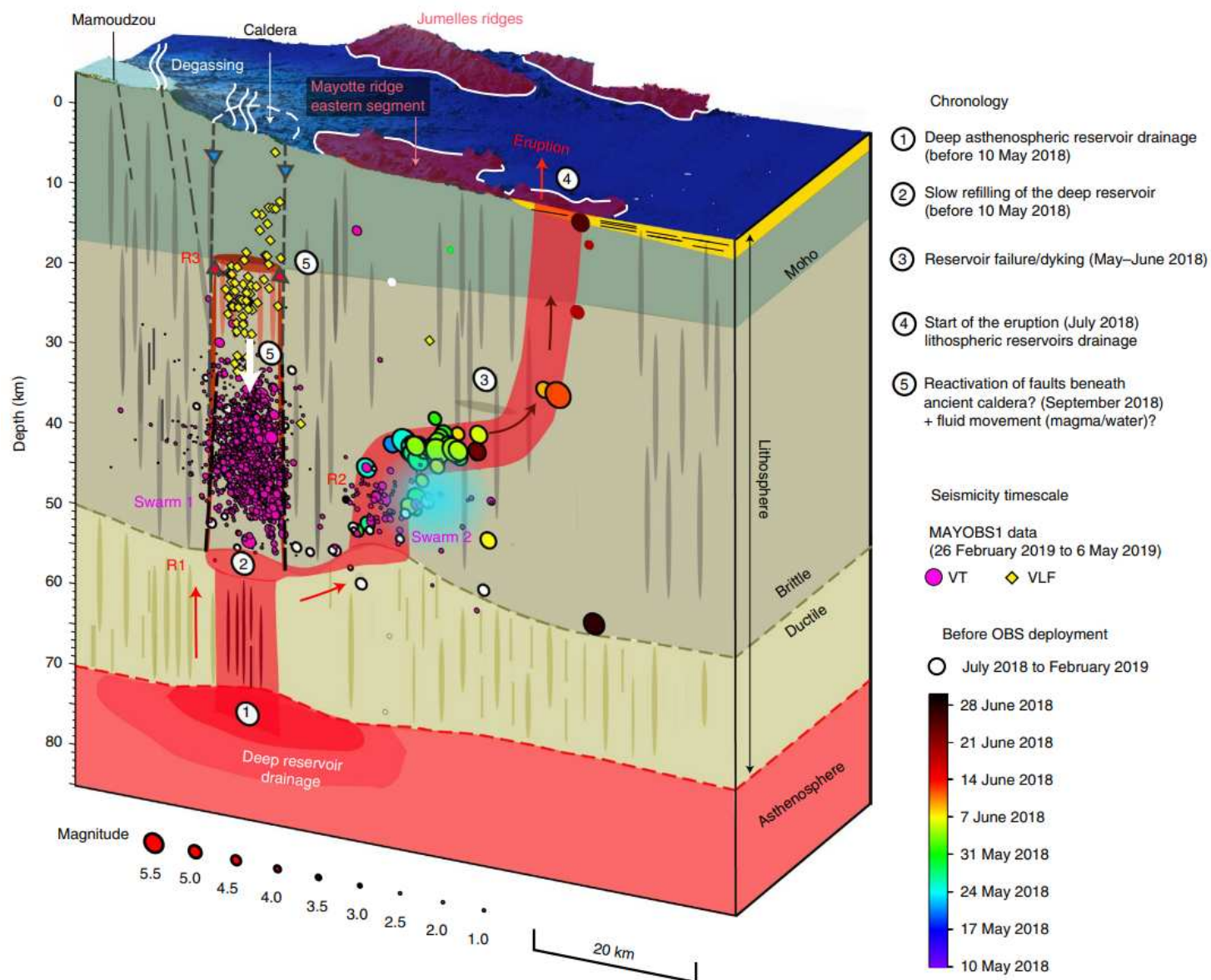


Figure 17 : Interprétation chronologique de l'éruption sous-marine au large de Mayotte. En rouge, les zones de circulation de magma. La profondeur du Moho provient de Dofal et al. (2018). La profondeur de la limite lithosphère/asthénosphère provient de Mazzullo et al. (2017) et Barruol et al. (2019). D'après Feuillet et al. (2021).

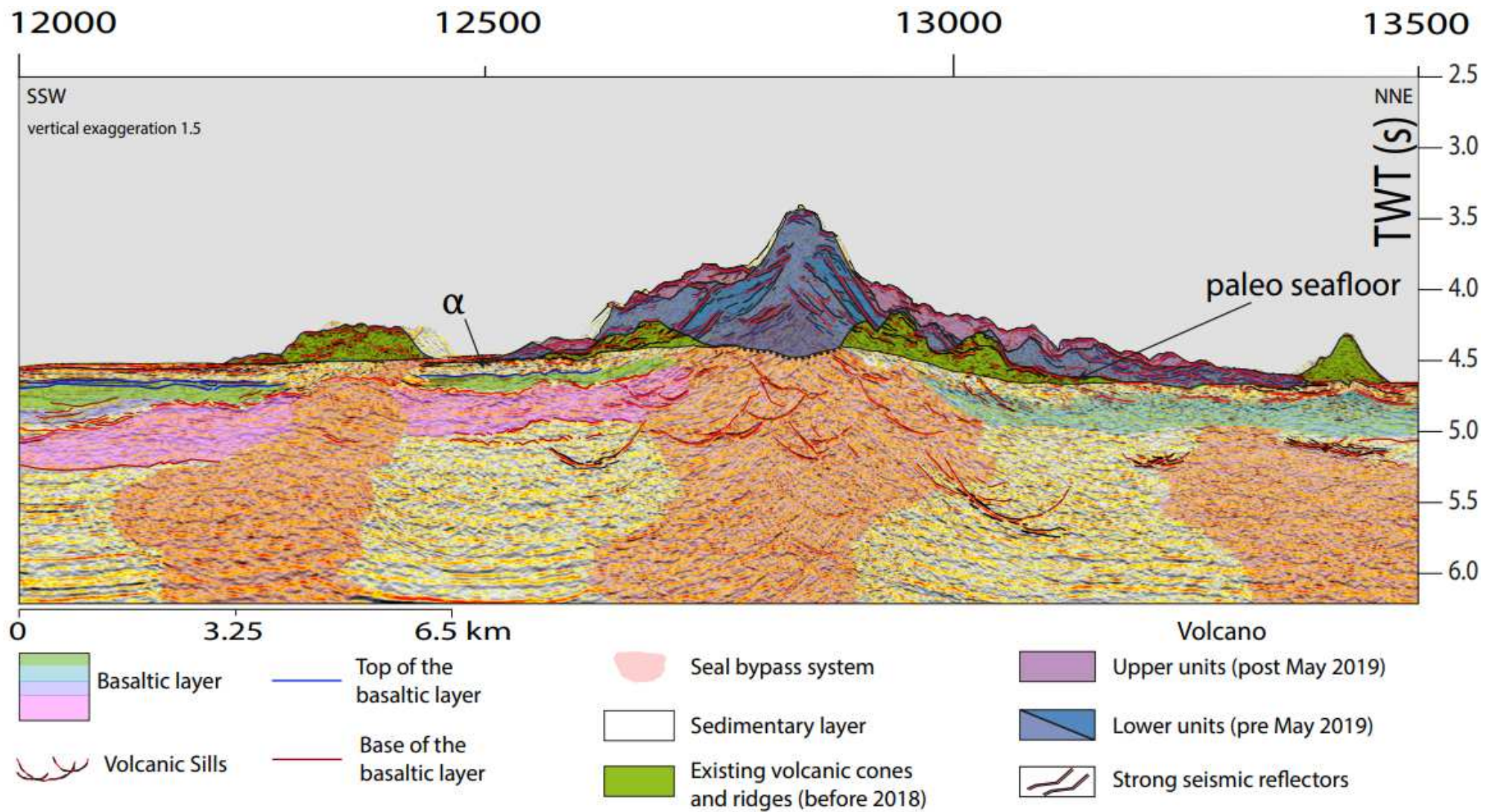


Figure 18 : Interprétation d'un profil de sismique active à l'aplomb du Fani Maore. D'après Masquelet et al. (2022).

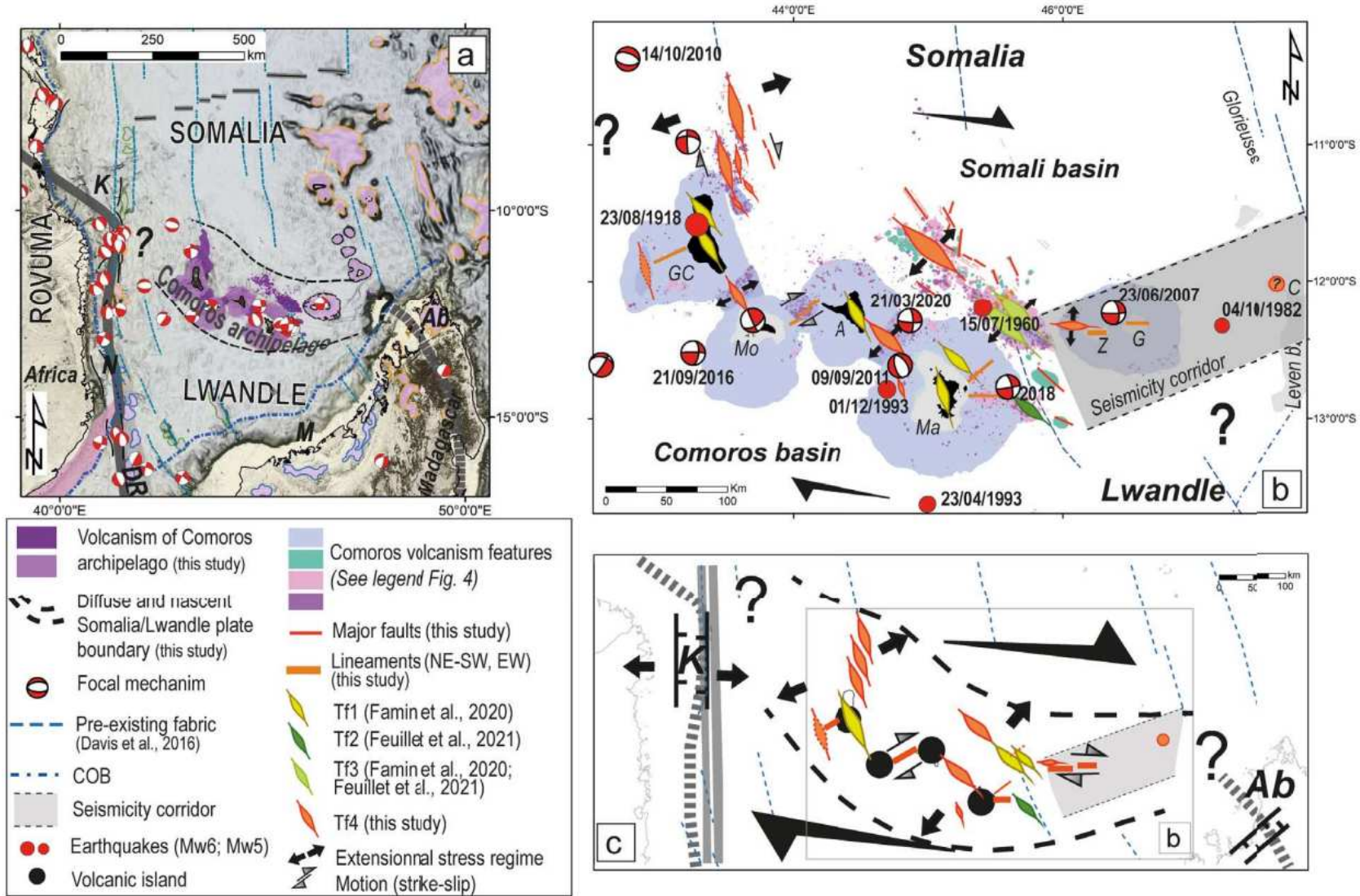


Figure 19: d'après Thinin et al. (2022). (a) contexte géologique régional de l'archipel des Comores. (b) Interprétation de la géodynamique le long de l'archipel. En jaune-vert-orange, les structures en ouverture (tensile failures). Les mécanismes au foyer sont compilés dans Bertil et al. (2021) et références incluses. (c) Contexte tectonique régional.

5. L'archipel volcanique des Comores : point chaud ou frontière de plaques ?

L'archipel des Comores et toutes les structures sous-marines proches se sont formées à la limite entre le bassin de Somalie et le bassin du Mozambique, entre l'est de l'Afrique et le nord de Madagascar. Cette région a été relativement peu étudiée avant 2018, laissant la place à deux hypothèses principales pour expliquer l'existence d'une chaîne d'origine volcanique à cet emplacement : d'un côté du volcanisme intraplaque de type point chaud, qui aurait construit l'archipel d'est en ouest du fait du mouvement de la lithosphère, de l'autre la localisation de la frontière entre les plaques Lwandle et Somalie à l'aplomb de l'axe Mozambique - nord de Madagascar.

5.1. L'âge du volcanisme en désaccord avec l'hypothèse d'un point chaud

Les premières datations ainsi que la disposition des îles (volcanisme plus ancien sur Mayotte, à l'est, et volcanisme plus récent avec un volcan actif sur Grande Comore, à l'ouest, le Karthala) ont mené à l'hypothèse d'un volcanisme intraplaque de type point chaud à l'origine des Comores, qui aurait aussi formé les Seychelles et le nord de Madagascar (Emerick et Duncan, 1982). Cependant, cette hypothèse de point chaud est remise en question dès sa parution par des résultats de pétrologie, montrant d'une part que les datations de l'époque sont insuffisantes pour prouver cette hypothèse, et que d'autre part, il aurait fallu un déplacement absolu globalement SE-NW de la plaque Somalie depuis 10 Ma, déplacement qui va à l'encontre des modèles cinématiques de l'époque (Nougier et al., 1986). De plus, le volcanisme récent à l'est de Mayotte (Feuillet et al., 2021) et les nouvelles datations volcaniques le long de l'archipel (Michon, 2016 ; Quidelleur et al., 2022) remettent également en question cette hypothèse. Les nouvelles datations montrent un volcanisme distribué le long de l'archipel, avec effectivement un socle plus ancien sous Mayotte (26.5 Ma) et les bancs de Geyser-Zélée (33 Ma), mais aussi du volcanisme plus récent tant sur Grande Comore (Karthala), le champ volcanique de Mwezi, Mohéli et Petite-Terre à Mayotte (Bachèrely, 2016 ; Nehlig et al., 2013 ; Thinon et al., 2022 ; Rusquet et al., 2023).

5.2. Modèles géodynamiques

Pour expliquer le volcanisme intraplaque sans point chaud ni frontière de plaque, Nougier et al. (1986) proposent que le volcanisme soit contrôlé par la réactivation de fractures lithosphériques profondes. Famin et al. (2020) placent la limite nord de la plaque Lwandle entre le REA et le nord de Madagascar (Fig. 1). Une analyse des structures sous-marines tecto-volcaniques, des cônes volcaniques, des mécanismes focaux des grands séismes régionaux, de l'orientation des indices de déformation, des dykes sont en accord avec un cisaillement dextre, d'orientation globale E-W, le long de l'archipel des Comores (Famin et al., 2020; Lemoine et al., 2020a; Feuillet et al., 2021; Tzevahirstian et al., 2021; Thinon et al., 2022, Fig. 19). La chaîne volcanique est-Mayotte, avec son développement NW-SE et la mise en place de Fani Maore au sud-est de la chaîne, ne fait pas exception : sa mise en place est en cohérence avec les contraintes tectoniques régionales.

L'orientation des failles identifiées et structures volcaniques passe de N160° à l'ouest de l'archipel (champ volcanique de N'Droundé) à N130° sur Anjouan, le champ volcanique de Mwezi, les Jumelles, et E-W au niveau des bancs de Geyser-Zélée (Thinon et al., 2022; Fig. 19). L'archipel est segmenté en plusieurs zones en ouverture (îles de l'archipel, Jumelles, Geyser et Zélée, champs volcaniques de

N'Droundé et Mwezi, chaîne volcanique est-Mayotte) qui se succèdent en échelon (Feuillet et al., 2021; Thinon et al., 2022). Cette morphologie de structures tectoniques se retrouve dans les contextes d'extension oblique (systèmes de failles en décrochement diffus ou segmentés, ou rifting oblique, Feuillet et al. 2021 et références incluses), en cohérence avec l'hypothèse d'une frontière de plaque au niveau de l'archipel des Comores. La dynamique lente de cette limite de plaque indique qu'elle est encore à un stade immature (Famin et al., 2020, Thinon et al., 2022).

5.3. Modèles géodésiques

Si les observations géodésiques au niveau régional sont compatibles avec un régime de contrainte régional transtensif, avec un axe d'extension NE-SW (Lemoine et al., 2020a), les données géodésiques n'ont jusqu'à présent pas permis de contraindre plus précisément la cinématique du nord de la plaque Lwandle (Figs. 1, 4 et 5). Cette limite a été tour à tour considérée comme diffuse tout le long de Madagascar (Stamps et al., 2008), puis passant par le centre de Madagascar (Saria et al., 2013, 2014), voire diffuse sur tout (Stamps et al., 2008) ou partie (Stamps et al., 2021) du nord du canal du Mozambique. Bien que Stamps et al. (2018) placent la frontière nord dans l'axe de l'archipel des Comores, Stamps et al. (2021) proposent à partir de données récentes une zone de déformation étendue, entre le centre de Madagascar et les Comores, qui accommode l'extension entre les plaques Rovuma et Somalie. Cette hypothèse est remise en question par les observations offshore décrites dans Thinon et al. (2022), Tzevaritzian et al. (2021) et Feuillet et al. (2021) : la déformation, la sismicité et le volcanisme semblent distribués le long des mêmes structures entre Grande Comore et le banc de Leven, avec une distribution en échelon (Famin et al., 2020; Feuillet et al., 2021; Thinon et al., 2022).

Quel que soit la cinématique précise des plaques Rovuma, Somalie et Lwandle, l'hypothèse d'un point chaud est incompatible avec le déplacement absolu de la plaque somalienne : celle-ci effectue une rotation dextre par rapport à la plaque Nubie (Stamps et al., 2021).

5.4. Sismicité et mécanismes au foyer

Le seuil de détection et de localisation des séismes ne permet pas de suivre la sismicité régionale de manière homogène avant 2018. Les localisations apparaissent très dispersées, avec des incertitudes de localisation pouvant atteindre plusieurs dizaines de km, et une complétude très moyenne des catalogues (Bertil et al., 2021) : les réseaux internationaux ne localisent pas tous les séismes de magnitude supérieure à 5.0 dans l'archipel. Cependant, depuis 2018, les développements du réseau sismologique dans le cadre de la surveillance de la sismicité à l'est de Mayotte permettent de détecter les séismes régionaux de magnitude 2.8. La sismicité régionale qui en ressort suit l'alignement entre Grande Comore et les bancs de Geyser et Zélée (Bertil et al., 2021; Chapitre 5), ce qui est compatible avec une hypothèse de frontière de plaque.

On dispose de 37 mécanismes au foyer renseignés par GCMT (Dziewonski et al., 1981, Ekström et al., 2012) entre 2000 et 2020, dans l'archipel des Comores (Fig. 6, Lemoine et al., 2020a; Bertil et al., 2021). Parmi ceux-ci, la grande majorité (28) viennent de séismes de la séquence mahoraise commencée en 2018, séquence pour laquelle Cesca et al. (2020), Jacques et al. (2020) ont déterminé de nombreux mécanismes au foyer supplémentaires. De plus, Morales et al. (2022) ont retravaillé les mécanismes fournis par GCMT (Dziewonski et al., 1981, Ekström et al., 2012).

La grande majorité des mécanismes sont en décrochement, sur l'archipel en général et la zone de crise mahoraise en particulier. Les séismes régionaux qui ne sont pas en décrochement ont des mécanismes de faille normale, cohérents avec un système complexe de frontière de plaque en échelon. Les axes de tension de l'ensemble des mécanismes répertoriés sont cohérents avec une direction d'extension NE-SW (Famin et al., 2020; Lemoine et al., 2020a, Morales et al., 2022), la séquence mahoraise ne fait pas exception. Un seul événement n'est pas cohérent avec l'état de contrainte régional : il s'est produit le 14 mai 2019 (Mw4.9) au niveau de l'essai le plus proche de Mayotte de la séquence mahoraise (essai proximal) (Fig. 6c), dont la source est un système de piston profond associé à la déflation du réservoir alimentant Fani Maore (Jacques et al., 2020; Feuillet et al., 2021).

6. Conclusions

Cette synthèse de la tectonique, géodynamique, de l'activité sismique et volcanique régionale met en perspective une zone complexe, produit de contraintes régionales importantes héritées de l'ouverture des bassins de Somalie et du Mozambique au Mésozoïque d'une part, et de l'activité du REA depuis le Tertiaire d'autre part, et potentiellement d'anomalies mantelliques locales. Cette synthèse réfute une hypothèse de longue date sur la formation de l'archipel : celui-ci ne s'est pas construit progressivement des grabens de Madagascar vers la « jeune île » de Grande Comore et son volcan actif, le Karthala.

La connaissance géologique de l'archipel des Comores a été grandement améliorée suite à la séquence sismo-volcanique à l'est de Mayotte qui commence en mai 2018, de part les nouveaux travaux de recherche qu'elle a suscité, montrant d'une part que l'activité sismique est répartie tout le long de l'archipel, et pas seulement dans sa partie ouest, mais aussi que les sources magmatiques sont profondes, couplées aux contraintes tectoniques, et sont dans la capacité de produire des éruptions de grande ampleur, pouvant former des cônes de plusieurs centaines de mètres sur le plancher océanique en peu de temps. Cette séquence a entraîné un fort intérêt de la communauté scientifique et des autorités pour la compréhension de la chaîne volcanique à l'est de Mayotte, mais aussi de l'archipel des Comores. Cette émulation collective a permis d'améliorer grandement le réseau d'observation dans les Comores (principalement à Mayotte, avec l'installation d'une station aux Glorieuses, à Anjouan et à Mohéli) ainsi que la connaissance du contexte géologique, et de mieux comprendre la dynamique de cette région, qui accommode la déformation entre la branche africaine du REA d'une part, les grabens de Madagascar d'autre part, dans une dynamique de frontière de plaque en formation (microplaque Lwandle – plaque somalienne).

La campagne SISMAORE (Thinon et al., 2021) a mis en évidence que des signes d'activité volcanique et tectonique se distribuent dans un corridor de 200 km de large entre le REA et Madagascar, incluant les îles émergées de l'archipel des Comores et la plaine abyssale au nord de celles-ci. Des champs volcaniques de plusieurs dizaines de km² (Mwezi, N'Droundé, chaîne volcanique est-Mayotte, cf Fig. 7-8) sont identifiés, avec des preuves d'activité volcaniques récentes, en plus d'une étude approfondie des structures déjà connues (Jumelles, Bancs de Geyser-Zélée, rides volcaniques entre les îles). Des traces d'activité tectonique récente sont identifiées, et la majorité des structures tectoniques (failles) et volcaniques (rides, champs volcaniques, alignement de dômes, sills identifiés par les méthodes de sismique active) suivent des orientations en cohérence avec un cisaillement

dextre lié à la frontière de plaque immature, avec une distribution relativement complexe et des structures en échelon. Il y a une forte influence de l'héritage de structures anciennes datant du morcellement du Gondwana, surtout visible à l'ouest de l'archipel, les orientations des champs volcaniques "récents" étant cohérentes avec les anciennes failles transformantes datant de l'ouverture du bassin de Somalie; en revanche à l'est de l'archipel les orientations sont plus en cohérence avec l'extension régionale NE-SW dans un régime transtensif (Thinon et al., 2022). Cependant, l'activité tectonique, sismique et volcanique actuelle de ces structures, principalement sous-marines, est mal connue, du fait de trop rares études et réseaux géophysiques, notamment géodésiques et sismologiques, avant 2018. Il paraît essentiel d'étudier en détail la sismicité observée entre le Mozambique et Madagascar, dispersée dans différents catalogues, de même que celle enregistrée par les réseaux récents et locaux installés depuis 2017 sur les différentes îles de l'archipel. Dans la continuation de la construction du premier catalogue sismologique dans cette région établi par Bertil et al. (2021), cette thèse s'attachera à développer ce catalogue afin de comprendre le contexte sismo-tecto-volcanique de la zone.

La chaîne volcanique est-Mayotte, avec son alignement WNW-ESE, n'est pas une exception dans les structures volcaniques sous-marines de l'archipel. Dans son prolongement, la majeure partie du volcan Fani Maore est apparue en moins d'un an. Il existe peu d'éruptions sous-marines équivalentes à celle-ci décrites dans la littérature, surtout avec ce niveau de détail dans les observations. Cette éruption de grande ampleur, couplée à l'observation de multiples cônes de taille similaire le long de la chaîne volcanique est-Mayotte, mais aussi dans les champs volcaniques de l'archipel des Comores, pose la question de la récurrence de ce genre d'événements entre Grande Comore et le nord de Madagascar. De plus, les mécanismes essentiellement en décrochement associés à la séquence, la migration initiale globalement NW-SE de la sismicité (Cesca et al., 2020; Lemoine et al., 2020a) semble indiquer que ce phénomène est contraint par la tectonique régionale. De multiples études ont été menées sur l'activité et la mise en place de Fani Maore, cependant la majorité d'entre elles se basent sur les données des missions océanographiques, qui démarrent fin février 2019 pour ce qui est des sismomètres de fond de mer, et en mai 2019 pour les campagnes multi-instruments (bathymétrie, géochimie, pétrologie, sédimentologie, etc), soit presque un an après le début de la séquence et alors que le volcan a atteint son altitude définitive. Seules les données géophysiques à terre, notamment sismologiques, enregistrent l'activité sismo-volcanique dans son entièreté, notamment l'initiation de la séquence, la mise en place des conduits magmatiques, les débuts et la majeure partie de la phase éruptive. Il est apparu fondamental de revenir sur ces premiers mois de sismicité de la séquence mahoraise afin de comprendre ce phénomène éruptif. Cela est d'autant plus important qu'il existe de multiples cônes éruptifs de taille équivalente à Fani Maore dans tout l'archipel (Thinon et al., 2022). Comprendre la mise en place de ce volcan, qui n'apparaît pas comme unique en son genre dans l'archipel des Comores, permettrait de mieux comprendre les prochaines séquences sismo-volcaniques d'ampleur similaire qui pourraient se produire dans la région, ainsi que la dynamique volcanique régionale.

Chapitre 2 : données et méthodes utilisées

1. Introduction

Ce chapitre présente en détail les données et les méthodes utilisées pour construire et étudier le catalogue de la sismicité des 10 premiers mois de la séquence sismo-volcanique de Mayotte.

Le cœur de ce travail s'appuie sur les données sismologiques acquises dès le 10 mai 2018, début de la séquence mahoraise, par les stations à moins de 1500 km de la zone d'activité. La période couverte s'étend jusqu'au 24 février 2019. En effet, à partir de février 2019, un réseau de sismomètres sous-marins (OBS) a été déployé au large de Mayotte lors de MAYOBS0 (Daniel, 2019; Saurel et al., 2022), et des stations vélocimétriques large bande sont ajoutées au réseau à terre, réseau qui continue d'être amélioré dans le cadre du suivi opérationnel de la sismicité à l'est de Mayotte (REVOSIMA, 2021). En plus de ce suivi, plusieurs études ont été conduites à partir des réseaux denses ultérieurs à février 2019 (Lavayssière et al., 2022 ; Retailleau et al., 2022 ; Saurel et al., 2022 ; Lavayssière et Retailleau, 2023), dont les principaux résultats sont discutés au regard des résultats des différents chapitres de ce travail de thèse.

2. Données sismologiques

Le catalogue construit dans cette étude s'appuie sur un premier jeu de pointés d'arrivées d'ondes sismiques P et S préexistant, qui a été crucial pour comprendre l'activité au large de Mayotte en 2018 et publié par Lemoine et al. (2020a). Une grande partie de ce travail a donc consisté à compléter ce jeu de données par des pointés sur des signaux non utilisés lors des premières localisations (Lemoine et al., 2020a). L'ajout de données a ainsi permis d'augmenter le nombre de séismes localisés et d'améliorer les incertitudes sur les localisations hypocentrales, ainsi que les magnitudes, particulièrement pour les 4 premiers mois (mai à août 2018) auxquels une attention particulière a été portée au vu de l'intensité de la crise sismique, et du fait que cette période couvre une dynamique magmatique incluant le début de l'éruption de Fani Maore.

2.1. Réseau de stations utilisées

Dans le cadre de cette thèse, les signaux de différents réseaux terrestres ont été utilisés : d'une part, les stations mahoraises, dont la quantité augmente pendant le suivi de cette séquence ; d'autre part, les signaux provenant des stations de plusieurs réseaux régionaux, afin d'avoir une couverture azimutale la meilleure possible pour les événements les plus forts ($M_L > 5$). En tout, les localisations sont déterminées à partir d'un maximum de 16 stations dans un rayon de 1500 km autour de la zone active (Fig. 1, Table 1):

- Le Réseau Accélérométrique Permanent (RESIF-RAP, 1995) est le seul réseau à avoir des stations sur l'île de Mayotte en mai 2018. Ces stations mahoraises sont gérées par le BRGM :

- RA.YTMZ est localisée à Mamoudzou, au nord-est de Grande Terre, l'île principale de Mayotte. Cette station accélérométrique a été installée en juillet 2015 (mais avec capteurs orientées et connexion au GPS qu'en juin 2016). C'est la seule qui peut être considérée au rocher parmi les stations utilisées sur Mayotte dans le cadre de cette étude, sans effet lithologique ou topographique observé (Roullé et al., 2019, 2022). Elle transmet ses données en temps réel vers le système d'acquisition du BRGM. Le GPS de cette station est en panne au début de la séquence, entraînant un décalage progressif de l'horloge de l'appareil, et réparé fin Juin 2018.
- RA.MDZA est installée sur Petite Terre en juin 2016, mais ne transmet pas les données en continu. Elles sont archivées à la station et récupérées tous les 3-4 mois. Seuls certains événements sont archivés sur déclenchement à partir de la méthode classique de STA/LTA (STA = 1s, LTA = 30s). Le signal est archivé si le rapport STA/LTA dépasse 2.5. Non utilisée lors du suivi temps réel de la séquence, par manque de temps, elle sert de référence aux localisations de ce catalogue, car c'est la seule station sur Mayotte qui n'a pas de problème de GPS en mai et début juin 2018. En 2019, cette station est remplacée par 1T.PMZI, station qui est sujette à un effet de site lithologique mis en évidence par Roullé et al. (2022) et une amplification moyenne de PGA (peak ground acceleration) de 3.0 par rapport à RA.YTMZ (considérée par Roullé et al. (2022) comme non associée à un effet de site). Il est probable que RA.BRMZ, qui remplace cette station en 2023, est soumise à un effet de site similaire.
- RA.MILA est installée à Dembèni, ville au centre-est de Grande Terre, en juin 2016. Cette station, comme RA.MDZA, est en déclenchement, avec un paramétrage légèrement différent : une STA/LTA est calculée sur le signal continu (STA = 1.2s, LTA = 30s), et le signal est transmis si le rapport STA/LTA dépasse 10 dB. Les données sont archivées sur la station et récupérées tous les 3-4 mois. RA.MILA passe en transmission en temps réel vers le serveur d'acquisition du BRGM en mars 2019. Le GPS de cette station est en panne au début de la séquence, et réparé fin Août 2018. Cette station est sujette à un effet de site lithologique et topographique mesuré par Roullé et al. (2022) et une amplification moyenne de PGA de 3.3 par rapport à RA.YTMZ (considérée par Roullé et al. (2022) comme non associée à un effet de site).

Le matériel du réseau RESIF-RAP pour RA.YTMZ et RA.MDZA était à Mayotte depuis 2014 et attendait une installation définitive qui a eu lieu en juin 2016 (Bertil & François, 2016). Les stations du RAP sont toutes affectées par l'activité anthropique à proximité étant localisées dans des bâtiments. Ce bruit diminue les capacités de détection du réseau en semaine, plus particulièrement en journée (Fig. 2a).

Pour tenter de combler une insuffisance de couverture instrumentale à Mayotte, RA.MILA a été installée au cours de la même mission et un projet d'installation d'une station large bande (120 s – 50 Hz) à Chiconi (centre-ouest de Grande Terre) a été initié. L'installation de cette station ED.MCHI n'a pu avoir lieu que le 21 juin 2018. Elle est rattachée au réseau éducatif français Edumed-OBS (pilote par la cellule Éducation de l'UMR Géoazur <http://edumed.unice.fr/>). Ses données sont transmises en temps réel au BRGM. Cette station est sujette à un effet de site lithologique mesuré par Roullé et al. (2022) et une amplification moyenne de PGA de 1.4. Tout comme les stations du RAP à Mayotte, ED.MCHI est aussi impactée par l'activité anthropique proche, étant installée dans un collège (Fig. 2b).

- Deux stations Raspberry (rattachées au réseau RaspberryShake, Raspberry Shake, S.A., 2016) sont installées à Mayotte fin juin 2018 par le BCSF-Rénass (Bes de Berc et al., 2019) :
 - La station sismique AM.RCBF0, à trois composantes, est installée sur Petite Terre le 26 juin 2018. Malheureusement, cette station n'a enregistré des données que pendant une dizaine de jours.
 - La station sismique AM.RAE55, avec une seule composante verticale, est installée à proximité de la station RA.YTMZ le 29 juin 2018. Cette station est démontée le 1 mars 2021 (Remplacée le 31 août 2021 par une station RaspberryShake à 3 composantes).
- Le réseau sismologique de l'observatoire volcanologique du Karthala, le volcan de l'île de Grande Comore, île la plus occidentale de l'archipel. Ce réseau comprend entre autres quatre stations large bande, installées en 2017, qui se situent entre 250 km et 300 km de la zone d'étude:
 - KA.CAB, proche du sommet du Karthala
 - KA.SBC, au centre-ouest de Grande Comore
 - KA.MOIN au sud-ouest de Grande Comore
 - KA.DEMB, à Dembéni, au sud de Grande Comore

Le réseau KA est assez instable, avec des coupures fréquentes des enregistrements, parfois pendant de longues durées (plusieurs mois). Cela est dû à la difficulté de maintenance du réseau sismologique, et du délai avant de pouvoir intervenir sur place et gérer les éventuels problèmes (vols de matériel, pannes, etc). Pour la période d'étude, les deux premières stations citées ont le moins de coupures (il y a au moins une arrivée d'onde P pointée sur chacune de ces deux stations pour plus de 90% des événements localisés, fig. 3). En revanche, il y a peu de données sur les deux autres (KA.MOIN n'a pu être pointée que sur 35% des événements du catalogue, et KA.DEMB sur 10%, fig. 3).

- Le réseau GEOFON (GEOFON Data Center, 1993), réseau large bande mondial du GeoForschungsZentrum (GFZ) comprend trois stations dans la région:
 - La station GE.SBV, au nord de Madagascar, installée en 2009, est à 450 km à l'est de la zone d'étude. Cette station a eu deux périodes sans acquisition durant notre période d'étude, du 14 juin au 14 juillet 2018, et du 22 au 28 août 2018. Par ailleurs, le système de transmission de données est en panne au début de la séquence mahoraise, jusqu'au rétablissement de la station mi-juillet 2018.
 - La station GE.VOI, installée aussi en 2009, est située dans le centre de la moitié sud de Madagascar, à 1000 km de la zone active.
 - La station GE.KIBK, installée en 2011, est située au sud-est du Kenya.
- Le réseau IRIS/IDA, intégré au Global Seismic Network (Scripps Institution of Oceanography, 1986), qui est aussi un réseau large bande mondial, comprend deux stations à moins de 1500 km de la zone active:
 - La station II.ABPO, installée le 4 mars 2007 au centre de Madagascar, est à 700 km au SE de la zone active.
 - La station II.MSEY est installée en 1995 aux Seychelles, à 1400 km au NE de la zone active.
- Le réseau GEOSCOPE (IPGP et EOST, 1982), réseau large bande international français, a deux stations à moins de 1500 km de la zone active:

- La station G.FOMA, installée en 2008 au sud de Madagascar, à 1350 km au SE de la zone active.
- La station G.RER, installée en 1985 à la Réunion, à 1450 km au SE de la zone active.

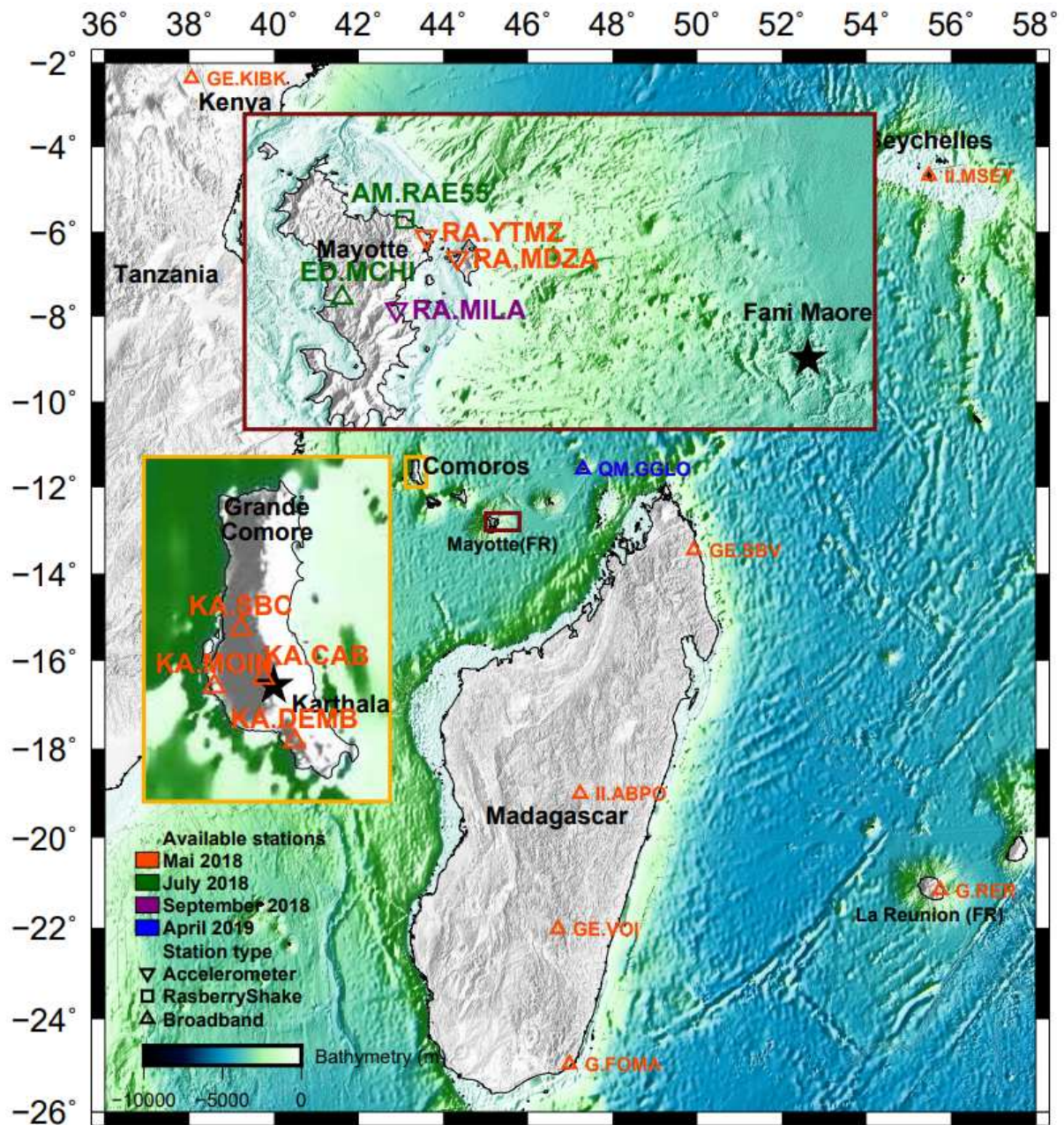


Figure 1 : Réseau sismique régional utilisé, et son évolution entre mai 2018 et fin février 2019. La bathymétrie de l'archipel des Comores (a) provient de GEBCO (2023), celle de Mayotte est une compilation de Lemoine et al. (2020b) incluant des données HOMONIM (SHOM, 2015) et MAYOBS (Rinnert et al., 2019). Figure réalisée avec GMT (Wessel et al., 2013).

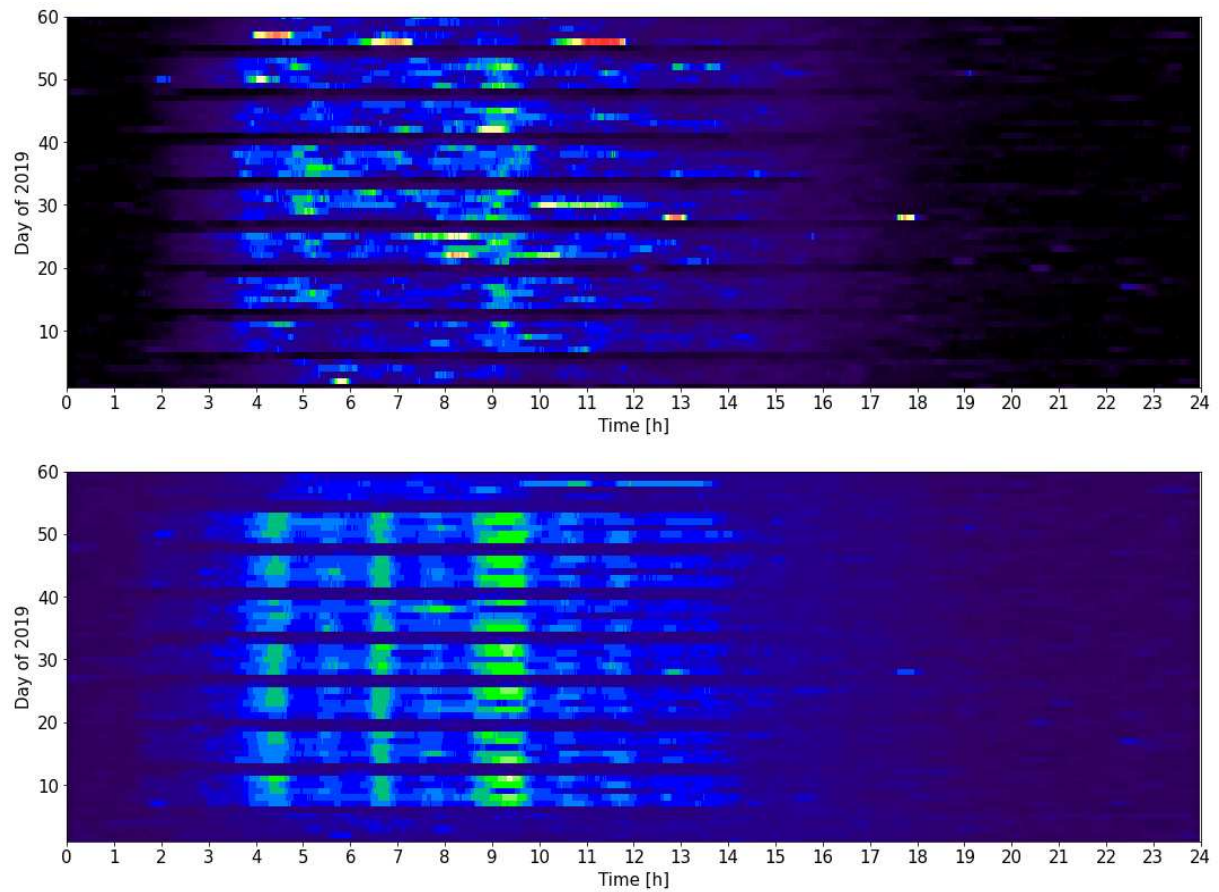


Figure 2 : Spectrogrammes journaliers (en UTC) des 60 premiers jours de l'année 2019, pour le signal filtré entre 1 et 20 Hz de la composante verticale de deux stations du réseau mahorais. a) RA.YTMZ. b) ED.MCHI.

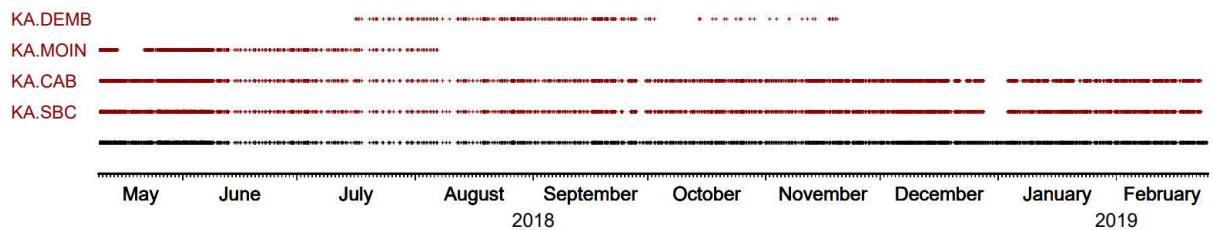


Fig. 3 : Indication des séismes pour lesquels une onde P a été pointée, pour chacune des stations du réseau KA (croix rouges). Les croix noires (ligne inférieure) indiquent les séismes du catalogue Mercury et al. (2022).

Station ^a	Longitude	Latitude	Start	End	Type ^b	Min. distance to Mayotte seismic area (km)
RA.MDZA	45.26°E	12.78°S	June 2016	February 2019	Acc	3
AM.RCBF0	45.27°E	12.80°S	15 June 2018	July 2018	RaspB	3
1T.PMZI	45.27°E	12.80°S	March 2019	—	BB (HH)	3
RA.YTMZ	45.23°E	12.76°S	July 2015	—	Acc	8
AM.RAE55	45.20°E	12.73°S	15 June 2018	—	RaspB	12
RA.MILA	45.19°E	12.85°S	June 2016	—	Acc	14
ED.MCHI	45.12°E	12.83°S	18 June 2018	—	BB (BH)	20
1T.MTSB	45.08°E	12.68°S	March 2019	—	BB (HH)	28
QM.KNKL	45.10°E	12.96°S	March 2019	—	BB (HH)	29
KA.MOIN	43.24°E	11.77°S	2017	—	BB (HH)	250
KA.SBC	43.30°E	11.65°S	2017	—	BB (HH)	250
KA.CAB	43.34°E	11.75°S	2017	—	BB (HH)	250
KA.DEMB	43.41°E	11.88°S	2017	—	BB (HH)	250
QM.GGLO	47.29°E	11.58°S	March 2019	—	BB (HH)	250
GE.SBV	49.92°E	13.46°S	2009	—	BB (HH)	450
II.ABPO	47.23°E	19.02°S	4 March 2007	—	BB (HH)	700
GE.VOI	46.71°E	22.03°S	2009	—	BB (HH)	1000
G.FOMA	46.98°E	24.98°S	1 September 2008	—	BB (HH)	>1000
GE.KIBK	38.04°E	2.36°S	2011	—	BB (HH)	>1000
II.MSEY	55.48°E	4.67°S	1995	—	BB (HH)	>1000
G.RER	55.74°E	21.17°S	10 Feb 1986	—	BB (HH)	>1000

^aStations come from the following networks: AM: Raspberry Shakes: doi:10.7914/SN/AM; ED: <http://www.edusismo.org/>; G: Geoscope: doi:10.18715/GEOSCOPE.G; GE: GEOFON: doi:10.14470/TR560404; II: Global Seismic Network IRIS-IDA: doi:10.7914/SN/II; KA: Observatoire Volcanologique du Karthala: <http://volcano.ippg.jussieu.fr/karthala/stationkar.html>; RA: RESIF-RAP french accelerometric network: doi:10.15778/RESIFRA, 1T: Temporal seismological network of Mayotte: doi:10.15778/resif.1t2018, QM: Comoros archipelago seismic and volcanic network: doi:10.18715/MAYOTTE.QM.

^bStation types: Acc = accelerometer, BB (HH) broadband 0–100 Hz, BB (BH) broadband (0–50 Hz), RaspB: Raspberry Shakes.

Table 1 : stations régionales et mahoraises utilisées pour les localisations (par Mercury et al., 2022)

2.2. Evolution du réseau de surveillance jusqu'au 24 février 2019

La construction du nouveau catalogue s'est basée sur le jeu de données des temps d'arrivées des ondes P et S construit par l'équipe du BRGM ayant suivi la séquence mahoraise durant les premiers mois d'activité, conduisant à l'élaboration des premiers catalogues de suivi de la séquence mahoraise avec un réseau sismologique régional (Bertil et al., 2018, 2019a; Lemoine et al., 2020a; cf annexe 1). Dans le cadre du suivi opérationnel de la séquence, les stations RA.YTMZ, GE.KIBK, GE.VOI, II.ABPO sont d'abord utilisées. Ensuite, KA.MOIN, KA.SBC, KA.CAB sont intégrées à partir du 30 mai 2018, AM.RAE55, ED.MCHI sont ajoutées fin juin 2018 au réseau de surveillance, et GE.SBV n'a été exploitable en temps réel qu'à partir de mi-juillet 2018 (Fig. 1). Un comptage journalier est réalisé à partir du signal de la station RA.YTMZ. Chaque événement est archivé, mais peu d'événements, par rapport au nombre d'événements détectés visuellement, sont localisables. Les signaux des stations en déclenchement (RA.MILA et RA.MDZA) sont intégrés à chaque fois que les données sont récupérées

sur le site des stations, mais dans le cas de RA.MDZA, station très bruitée, les données ne sont pas traitées pendant le suivi opérationnel de la crise.

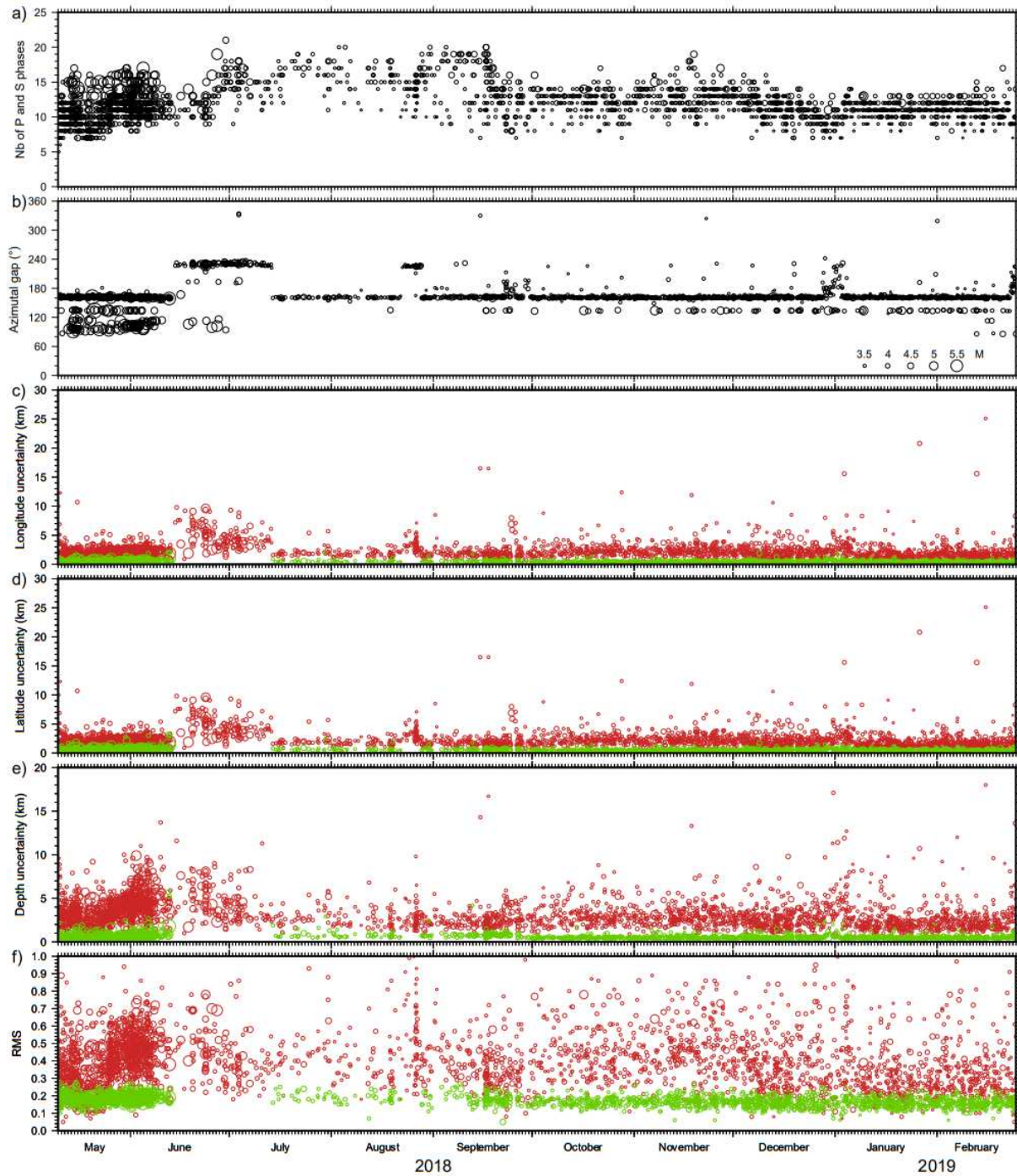


Figure 4 : Indicateurs de qualité des localisations du catalogue Mercury et al. (2022), par localisation, en fonction de la période d'étude. a) Nombre de phases P et S pointées. b) Gap azimutal (°). c) Incertitude calculée selon la longitude (km). d) Incertitude calculée selon la latitude (km). e) Incertitude calculée selon la profondeur (km). f) RMS. En rouge et vert, les statistiques pour les localisations faites avec Hypo71 et HypoDD, respectivement. a) Nombre de phases pointées.

Dans le cadre de cette thèse, et dans le but d'améliorer les localisations, les arrivées d'ondes P et S ont également été pointées sur les signaux des stations régionales II.MSEY, G.FOMA, G.RER et KA.DEMB. Les données du réseau KA de mai 2018, ainsi que les données de GE.SBV, récupérées

rétrospectivement pour la période entre le 10 mai et le 14 juin 2018, ont été ajoutées. Enfin, les signaux de la station RA.MDZA ont été intégrés pour tous les séismes détectés manuellement.

L'ajout des signaux de ces stations a permis de légèrement améliorer la géométrie du réseau donc la qualité des localisations, particulièrement pour la période du 10 mai au 14 juin 2018. Les nouvelles localisations des séismes les plus importants ($ML_v > 4.5$) peuvent être déterminées avec 3 à 5 stations supplémentaires, soit jusqu'à 17 stations, et ceux de magnitude inférieure à 4.5 peuvent être déterminées avec 2 à 3 stations supplémentaires (Fig. 4a).

Le réseau sismique utilisé pour cette étude est évolutif et reste malgré tout hétérogène: toutes les stations proches (distance < 50 km) sont sur Mayotte, à l'ouest de la zone d'étude. Les stations régionales les plus proches sont situées sur Grande Comore, à 250-300 km, toujours à l'ouest de la zone d'étude. Pour s'affranchir de ce biais azimutal, il y a deux stations clés : GE.SBV, à l'est de la zone active, et II.ABPO, au sud-est. GE.SBV étant de plus une station peu bruitée, elle a pu être utilisée pour la majorité des séismes du catalogue (magnitude de complétude à cette station : 3.5), ce qui réduit considérablement le gap azimutal moyen de 230° à 175° , sauf de mi-juin à mi-juillet 2018 et fin août 2018 pour lesquelles la station est hors service (Fig. 4b). La majorité des séismes de magnitude $ML_v > 4.0$ ont pu être localisés en utilisant la station II.ABPO, et une partie des séismes de magnitude $ML_v > 3.2$, ce qui permet de diminuer le gap azimutal à moins de 140° (Fig. 4b). Pour les séismes pour lesquels les données de stations régionales au-delà de 1000 km de distance sont utilisables, ce réseau de suivi de la séquence mahoraise a un gap azimutal minimum de 86° (Fig. 4b).

3. Détection et localisation des séismes

La construction du catalogue de sismicité des 10 premiers mois de la séquence s'est effectué en 3 étapes :

- Détection d'un maximum d'événements sur la période mai-août 2018. A partir de septembre 2018, on utilise les détections du catalogue Lemoine et al. (2020a), suffisamment complet pour les magnitudes d'intérêt à partir de ce mois.
- Localisation absolue de tous les événements détectés entre le 10 mai 2018 et le 24 février 2019 inclus
- Localisation relative d'un maximum de ces événements localisés, sans utiliser les localisations absolues de mauvaise qualité.

3.1. Modèle régional de vitesse des ondes sismiques

Le modèle de vitesse utilisé est un modèle régional déterminé pour les Comores, 1D à 5 couches (Table 2), qui est une version légèrement modifiée de celui utilisé par Lemoine et al. (2020a) et les travaux précédents sur le jeu de données de départ.

Lors du début de la séquence mahoraise, plusieurs modèles de vitesse ont été essayés par Lemoine et al. (2020a) afin de localiser la sismicité à l'est de Mayotte. Ce modèle est celui qui a été retenu, correspondant le mieux au réseau utilisé, compromis entre un modèle global, qui entraîne de forts biais dans les localisations des séismes de la séquence mahoraise, et les modèles locaux développés ultérieurement (Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Saurel et al., 2022) qui ne permettent pas

d'utiliser les stations au-delà de 200 km autour de la zone active, et inutilisables avec la configuration du réseau mahorais des dix premiers mois sans OBS. De même, le modèle régional développé par Dofal et al. (2021, 2022) ne permet pas d'obtenir de meilleurs résultats que le modèle choisi, entraînant une incertitude sur les localisations deux fois plus élevée (en moyenne), pour la même raison que les modèles locaux : ce modèle n'est pas adapté pour l'utilisation de stations régionales, situées à des centaines de kilomètres de la zone d'étude. Ces difficultés d'adaptation de modèles locaux et récents au réseau utilisé sont dues notamment à la variation de V_p/V_s régionale, faible à courte distance (<1.69) mais de 1.72 à 1.74 à distance régionale (jusqu'à 1000 km).

	Depth (km)	V_p (km/s)
Layer 1	0–3	3.5
Layer 2	3–8	5.1
Layer 3	8–15	6.7
Layer 4	15–60	8.1
Layer 5	>60	8.15

V_p/V_s ratio is fixed at 1.74.

Table 2: modèle de vitesse 1D utilisé pour la localisation (Mercury et al., 2022)

3.2. Catalogue de localisations absolues

3.2.1. Détection manuelle

Le suivi de la séquence mahoraise a été réalisé à partir du logiciel Seiscomp (Helmholtz Centre Potsdam GFZ German Research Centre for Geosciences and Gempa GmbH, 2008). Ce logiciel permet d'intégrer les flux de données en temps réel ou en temps différé. Il permet également d'identifier les événements à partir de l'association des pointés des ondes sismiques P et S dans une fenêtre de temps. Ces détections de pics d'amplitude peuvent être faits de façon automatique ou manuelle. Les pointés associés sont ensuite utilisés pour la localisation et le calcul de la magnitude.

Pour la construction du nouveau catalogue, l'intense activité sismique, particulièrement au début de la séquence, et l'évolution du réseau décrite précédemment ont conduit à travailler différemment pour les quatre premiers mois et pour les six mois suivants.

Pour la première période d'intense activité sismique, ie. entre le 10 mai et le 1er septembre 2018, tous les signaux ayant une amplitude supérieure à trois fois le bruit de fond journalier d'une station régionale (GE.SBV lorsqu'elle fonctionne, KA.MOIN entre le 14 juin et le 14 juillet 2018, KA.SBC entre le 22 et le 28 août 2018) ont été identifiés manuellement. Le choix d'une station régionale pour ce faire résulte du fait qu'en l'absence de pointé sur GE.SBV et Grande Comore pendant cette période où le nombre de stations locales est limité, les localisations sont de mauvaise qualité, voire impossibles, du fait d'une mauvaise couverture azimutale. De plus, au début de la séquence, avec une seule station fonctionnelle sur Mayotte, il n'y a pas assez de phases pointées pour localiser un événement visible seulement sur Mayotte. Un événement détecté est conservé pour la localisation sous réserve que l'on puisse pointer des phases sur au moins 4 stations, incluant GE.SBV lorsqu'elle est opérationnelle, et idéalement II.ABPO (centre de Madagascar). Le seuil d'amplitude est déterminé en fonction de cela et permet de limiter le temps dédié à pointer des phases sur un séisme qui n'est pas localisable.

Pour la seconde période, entre le 1er septembre 2018 et le 24 février 2019, aucun nouveau pointé d'ondes P et S n'est ajouté. A partir du 1er septembre, il y a au minimum quatre stations en continu à Mayotte (RA.YTMZ, RA.MILA, AM.RAE55, ED.MCHI), plus les stations de Grande Comore et de Madagascar. Aucune station n'est ajoutée sur cette période, il n'y avait pas d'événement à ajouter manuellement. Le travail a consisté surtout en une vérification des événements avec localisation douteuse (rms importants, résidus importants, profondeurs fixées) et une relocalisation de tous les événements de la période avec le modèle de vitesse présenté précédemment.

Plus de 8000 phases ont été ajoutées manuellement au jeu de données initial.

3.2.2. Localisations absolues

Le travail de localisation a porté à la fois sur les événements nouvellement détectés mais aussi sur les événements précédemment localisés sur la même période.

3.2.2.1. Programme de localisation utilisé

Le programme de localisation utilisé est HYPO71 (Lee and Lahr, 1972; Lee, 1975; Lee and Valdes, 1985). Cet outil a été créé pour permettre de traiter une grande quantité de données sismologiques acquises sur un réseau dense, et faciliter le suivi automatique et manuel de zones sismiques. Il permet de déterminer entre autres choses l'hypocentre et la magnitude d'un séisme à partir du pointé d'ondes P et S sur des stations sismiques.

HYPO71 a été légèrement modifié et intégré sous Seiscomp par Alexandre Nercessian (IPGP). Ainsi, il est possible d'utiliser les phases P et S pointées précédemment pour localiser les séismes avec HYPO71.

Aucun poids n'est affecté au pointé des ondes, ni P, ni S. En revanche, les pointés d'ondes S des stations au-delà de 1000 km, s'ils sont faits, ne sont pas pris en compte pour les localisations.

3.2.2.2. Incertitude calculée sur les localisations absolues

L'incertitude horizontale et verticale calculée correspond à l'ajustement sur la position hypocentrale qu'il y aurait à effectuer sur la position hypocentrale en cas d'itération supplémentaire dans la procédure de localisation. Elle donne une indication de la qualité de convergence vers l'hypocentre calculé du séisme.

L'incertitude moyenne calculée par HYPO71 varie selon la qualité du réseau disponible, notamment du fonctionnement de GE.SBV. De mai à mi-juin 2018, l'incertitude horizontale et verticale moyenne est de 2.1 et 3.8 km, respectivement (Fig. 4c-e). De mi-juin à mi-juillet, sans GE.SBV, celle-ci passe à 4.7 et 4.5 km, respectivement (Fig. 4c-e). Avec l'ajout de 3 stations à Mayotte en juin 2018 et le retour de GE.SBV, l'incertitude horizontale et verticale moyenne est de 2.2 et 2.8 km à partir de mi-juillet 2018 (Fig. 4c-e). Après février 2019, elle est en moyenne de 2.5 km et 2 km horizontalement et verticalement, respectivement (Saurel et al., 2021).

De même, Hypo71 calcule une valeur de RMS. Ce paramètre correspond à la racine de la somme des carrés des différences entre temps d'arrivée d'onde pointé et calculé, pour chaque onde P ou S pointée utilisée dans la localisation. La valeur de RMS moyenne sur le catalogue est de 0.4s (Fig. 4f).

Ces valeurs d'incertitude et de RMS ne reflètent pas systématiquement la qualité des localisations. En particulier, lorsque le nombre de phases P et S disponibles est faible, il est possible que l'outil

converge rapidement vers une localisation calculée, alors que celle-ci est incorrecte mais due au manque de données. Aussi, il est nécessaire de vérifier la qualité réelle des localisations.

3.2.2.3. Fiabilité des résultats de localisation absolue

Nous avons comparé les résultats de ces localisations réalisées dans une configuration “régionale”, avec les localisations faites depuis mars 2019, et qui tiennent compte du réseau OBS (Aiken et al., 2021; Lavayssière et al., 2022; Saurel et al., 2022). Ce travail est plus amplement détaillé dans l’article Mercury et al. (2022) présenté au chapitre 3.

Des séismes entre mars et novembre 2019 ont été localisés avec HYPO71, le modèle de vitesse employé dans ce chapitre, et les stations qui étaient disponibles en 2018, en variant les différentes géométries de réseau tel qu’il a évolué entre mai 2018 et février 2019. Ces localisations ont été comparées avec les localisations des mêmes séismes, faites par Saurel et al. (2022) qui utilisent toutes les stations mahoraises disponibles en 2019 et un modèle local adapté à l’utilisation de ces stations. Il ressort de cette comparaison que la différence de localisation entre deux événements est en moyenne inférieure à l’incertitude calculée sur ces localisations par Saurel et al. (2022), pour toutes les géométries de réseau incluant GE.SBV. Par rapport aux localisations faites à partir de mars 2019 avec le nouveau réseau à terre et les OBS, on ne constate pas de décalage important (décalage moyen inférieur à 3-4 km, sauf en l’absence de données exploitables sur GE.SBV). Il peut donc y avoir une continuité sans biais significatif entre ce catalogue des 10 premiers mois et les catalogues issus du réseau mis en place à partir de Mars 2019.

3.2.2.4. Bilan du travail de localisation absolue

Le jeu de données final comprend 34000 phases pointées, pour 2874 événements sismiques localisés avec HYPO71, un catalogue plus complet et homogène que les précédents sur la même période :

- Plus de 700 événements d’une magnitude supérieure à MLv 3.5 ont été ajoutés au jeu de données initial. Cela représente, sur la période du 10 mai 2018 au 24 février 2019, 1.5 plus d’événements que dans le catalogue de séismes volcano-tectoniques de Cesca et al. (2020), localisés à profondeur fixée et dont la complétude n’est pas estimée, et 2.9 plus d’événements que le catalogue de Lemoine et al. (2020a), dont la magnitude de complétude est d’environ 4.0 sur les premiers mois de la séquence, et diminue autour de 3.5 à partir de septembre 2018.
- Dans le catalogue proposé ici, tous les séismes de magnitude supérieure à 3.7 sont localisés. La détection a été améliorée, notamment entre le 10 mai et mi juin 2018, et fin août 2018, permettant d’atteindre une magnitude de complétude de 3.5 avant mi-juin 2018.
- Malgré les évolutions importantes du réseau (perte temporaire de stations, soucis de GPS sur certaines stations, ajout de stations à Mayotte), le catalogue final est homogène et permet de suivre la séquence de manière continue sur les 10 premiers mois d’activité.
- La méthode de localisation a été comparée avec les méthodes ultérieures, en dégradant les conditions de réseau sur des données post février 2019. Malgré les réseaux dégradés, proches des configurations de 2018, les localisations obtenues restent fiables : cette étude ne montre pas de décalage significatif des essais par rapport aux catalogues ultérieurs (Lavayssière et al., 2022 ; Saurel et al., 2022 ; Lavayssière et Retailleau, 2023).

L’étape suivante est de voir si un algorithme de localisation relative comme HypoDD (Waldhauser, 2001) permet d’améliorer la qualité des localisations absolues.

3.3. Localisations relatives

Pour améliorer les positions hypocentrales, des localisations relatives ont été déterminées avec HypoDD (Waldhauser, 2001), qui est un algorithme de localisation par double différence (Waldhauser and Ellsworth, 2000). En supposant que la différence de temps de trajet entre deux hypocentres proches est directement liée à la distance entre ces deux hypocentres, et en utilisant suffisamment de séismes, HypoDD permet de relocaliser les événements les uns par rapport aux autres (sans améliorer la localisation absolue des séismes).

Dans notre cas d'étude, l'utilisation de cet outil se révèle importante : l'objectif est de réduire l'incertitude générée par l'utilisation d'un faible nombre de stations distribuées sur un réseau dont la disposition est loin d'être idéale, et ainsi avoir une meilleure image de la géométrie des structures sismogéniques. En particulier, un trade-off longitude/profondeur est observé sur certaines localisations :

- Certaines localisations absolues sont mal contraintes en profondeur. Une partie des hypocentres localisés entre 0 et 15 km (environ 130) ont des valeurs de S-P (différence de temps d'arrivée entre l'onde P et l'onde S) similaires (différence de S-P inférieure à 0.05 s) à celles de séismes ayant un épicentre proche (différence de longitude et latitude inférieure à 0.05) mais une profondeur entre 20 et 50 km.
- Une partie des séismes (autour de 150) semble localisés dans le mauvais essaim: il s'agit de séismes à valeurs de S-P basse (<5.2s) dans l'essaim distal, ou de séismes à valeur de S-P élevée (>5.2s) dans l'essaim proximal.

La relocalisation dépend de différents paramètres, dont voici les principaux:

- La distance hypocentrale maximale entre deux séismes. Si la distance entre deux séismes est supérieure à ce paramètre, cette paire d'hypocentres n'est pas considérée par l'algorithme de relocalisation. Après avoir testé des valeurs entre 10 et 50 km, ce paramètre a été fixé à 20 km. Une valeur plus basse ne permet pas de comparer suffisamment de séismes à épicentre similaire et profondeur différente, alors qu'une valeur plus élevée génère plus de dispersion des séismes qu'avant la relocalisation.
- Le nombre de voisins maximum par événement (i.e. le nombre d'événements qui peuvent être appariés à un même événement). Après plusieurs tests de valeurs entre 8 et 20, ce paramètre est fixé à 10. Une valeur plus élevée (i.e. qui prend trop de voisins pour un événement) génère des migrations d'une partie de la sismicité à chaque étape de la relocalisation, et les événements concernés se retrouvent à des kilomètres au nord-est des essaims initiaux, la distance dépendant directement du nombre d'itérations dans la relocalisation. Un nombre de voisins maximum plus bas donne sensiblement le même résultat que pour 10 voisins maximum, mais avec des incertitudes de relocalisation en moyenne plus élevées.
- Le nombre de liens par paire sauvegardés pour les itérations. Le minimum et maximum sont respectivement fixés à 8 et 20. Un nombre minimum plus bas augmente le nombre de liens entre séismes de moins bonne qualité, donc diminue la qualité des relocalisations.
- La distance entre les événements et les stations est fixée à 1500 km, pour permettre d'inclure un maximum de stations du réseau dans le calcul de localisation relative (Fig. 1), et ainsi avoir la meilleure couverture azimutale possible.

La relocalisation avec HypoDD s'effectue en deux étapes : d'abord une présélection de paires d'événements qui seront dans un second temps relocalisés. La présélection a vocation à sélectionner

des paires d'hypocentres proches et évaluer leur qualité. La phase de relocalisation s'effectue sur le jeu de paires sélectionné, en trois séries d'itérations : dix itérations en n'utilisant que les ondes P, puis dix autres en incluant les ondes P et S, et enfin dix dernières itérations avec les ondes P et S et un critère additionnel éliminant les outliers du jeu de données. La corrélation de forme d'ondes n'a pas été utilisée pour ces relocalisations, seulement les temps d'arrivée P et S du catalogue. Les paramètres de sélection et de relocalisation des séismes ont été individuellement déterminés suite à de nombreux tests.

Dans un premier temps, l'intégralité du catalogue a été relocalisé. Cependant, les solutions de la localisation relative sont très instables, et ne convergent pas vers des solutions stables. En conséquence, la même procédure de localisation relative a été refaite, en enlevant au catalogue en entrée les 479 événements pour lesquels il n'y a pas de données sur GE.SBV, c'est-à-dire les localisations absolues de moins bonne qualité. Pour les 2395 séismes ayant des données sur GE.SBV, l'algorithme HypoDD converge vers des solutions stables. Pour ce qui est des 479 séismes non relocalisés avec HypoDD, la localisation initiale HYPO71 est conservée.

La fiabilité des localisations relatives est contrôlée par comparaison entre la distance RA.YTMZ - hypocentre et la différence de temps d'arrivée des ondes P et S sur cette même station. Cette comparaison est un indicateur : les séismes de l'essai proximal et distal sont approximativement ceux à valeur de S-P sur RA.YTMZ basse et élevée, respectivement. Ainsi, lorsque la localisation HypoDD déplace dans l'essai distal un séisme à valeur de S-P basse, ou dans l'essai distal un séisme à valeur de S-P élevée, par précaution la localisation absolue avec Hypo71 est conservée : 184 séismes sont concernés par ce cas de figure et gardent leur localisation Hypo71.

Au final, les relocalisations avec hypoDD permettent de réduire la dispersion horizontale (surtout en latitude) et verticale de la sismicité des 10 premiers mois, i.e. d'affiner la distribution de la sismicité pour 2211 séismes sur les 2874, soit 77% du catalogue (Fig. 4c-e).

L'incertitude calculée sur les localisations HypoDD est inférieure au km : 0.4 km, 0.5 km et 0.6 km sur la longitude, latitude et profondeur, respectivement, avec un RMS moyen de 0.2 (Fig. 4f).

3.4. Magnitude

3.4.1. Calcul de magnitude

Pour chaque séisme localisé, la magnitude locale MLv est calculée sur la composante verticale à partir de la relation suivante:

$$ML_v = \log_{10}(A) - \log_{10}(A_0)$$

où A est l'amplitude de Wood-Anderson mesurée en mm, et A0 une fonction empirique de calibration qui dépend de la distance épacentrale (Richter, 1935). La valeur de A0 est déterminée par interpolation linéaire entre les points de la Table 3, pour une distance entre 0 et 700 km. Les paramètres par défaut provenant de Richter (1935) sont adaptés aux zones actives crustales continentales. En conséquence, les valeurs de cette table ont été adaptées à la zone d'étude par Lemoine et al. (2020a) : l'atténuation avec la distance y est moins forte, donc les paramètres à 400 km et 700 km ont été adaptés de façon empirique à partir des plus gros événements de la crise, de sorte que les magnitudes calculées à GE.SBV (~400 km) et II.ABPO (~700 km) soient du même ordre de grandeur que celle calculée aux stations proches (<60 km). Les valeurs à 0 et 60 km, les coefficients sont restés les mêmes, car les magnitudes MI calculées restent proches de celles calculées par le

REVOSIMA (2021). Pour ce calcul, les stations au-delà de 700 km (plus éloignées que II.ABPO) ne sont pas utilisées dans le calcul de magnitude.

Ces paramètres sont directement implémentés sous HYPO71. La magnitude finale est la moyenne de cette valeur sur toutes les stations utilisées pour la localisation et situées à moins de 700 km (ie. stations locales, stations de Grande Comore, GE.SBV et II.ABPO).

Distance épacentrale (km)	log10(A0) (Richter, 1935)	log10(A0) personnalisé
0	-1.3	-1.3
60	-2.8	-2.8
100	-3.0	/
400	-4.5	-3.9
700	/	-4.95
1000	-5.85	/

Table 3: valeurs de log10(A0) selon la distance

3.4.2. Magnitude de complétude

La magnitude de complétude correspond au seuil minimal de magnitude à partir duquel tous les séismes sont localisés, elle est donc essentiellement dépendante de la géométrie du réseau et de la qualité des données à chaque station. Comme souligné plus haut, la localisation des événements de la séquence dépend fortement de la possibilité de pointer des arrivées d'onde P et S sur la station GE.SBV (Fig. 1). Ainsi, la magnitude de complétude dépend fortement de l'existence ou non de données à cette station, et donc varie en fonction du temps (Table 3).

La distribution fréquence de séismes-magnitude (FMD) suit une loi de puissance classique (Ishimoto et Iida 1939; Gutenberg et Richter 1944):

$$(1) \log(N) = a - bM$$

avec N le nombre de séismes de magnitude inférieure ou égale à M.

La magnitude de complétude du catalogue est calculée par la méthode appelée "maximum curvature" (Wiemer et Wyss, 2000 ; Fig. 5). Cette méthode, partant de l'hypothèse d'une distribution linéaire au centre de la FMD, estime les paramètres de cette distribution et le seuil minimal à partir duquel la distribution actuelle s'éloigne de la distribution linéaire théorique.

Pour chacune des périodes dépendant du statut de GE.SBV (station opérationnelle ou non), le nombre de séismes en-dessous d'une valeur de magnitude variant de 2.0 à 6.0 est calculé, avec un pas en magnitude de 0.1 (Table 3). Ce choix de découpage temporel est un compromis entre un découpage qui respecte l'évolution détaillée du réseau et les périodes pour lesquelles la détection a été réalisée de manière plus précise, les deux paramètres influant la magnitude de complétude, et le soin apporté à la détection des séismes, et la nécessité d'avoir assez de séismes dans chaque période pour laquelle une magnitude de complétude est calculée.

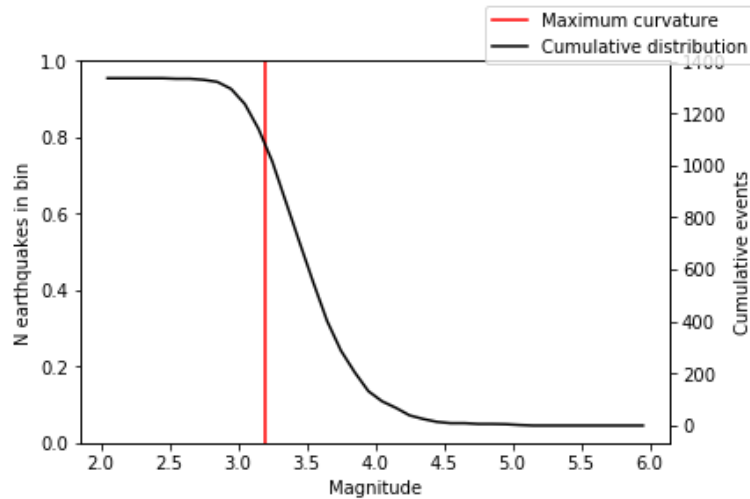


Figure 5: Calcul de la magnitude de complétude par la méthode de “maximum curvature” pour la période 28/08/2018 - 24/02/2019

Période	Magnitude (MLv) de complétude (Mc)	Données de GE.SBV
10/05/2018 - 13/06/2018	3.5	Disponibles
14/06/2018 - 14/07/2018	3.7	Indisponibles
15/07/2018 - 21/08/2018	3.4	Disponibles
22/08/2018 - 27/08/2018	3.3	Indisponibles
28/08/2018 - 24/02/2019	3.2	Disponibles

Table 3: magnitude de complétude (Mc) en fonction des périodes avec ou sans GE.SBV

La magnitude de complétude est de 3.5 au début de la séquence, qui est caractérisée par un très grand nombre d'événements, souvent imbriqués. Elle augmente jusqu'à 3.7 lorsque GE.SBV cesse de fonctionner, mi-juin 2018, et diminue mi-juillet 2018 jusqu'à 3.4 grâce à l'amélioration du réseau mahorais (ajout de ED.MCHI et AM.RAE55 fin juin 2018) et le retour de GE.SBV. Fin août 2018, la magnitude de complétude est plus basse (3.3) malgré la perte de GE.SBV car un soin tout particulier a été apporté à la localisation d'un maximum d'événements lors d'un épisode sismique d'intérêt particulier (appelé August Peak Anomaly ou APA, voir chapitre 3).

3.4.3. b-values

La valeur de b , aussi appelée b -value, peut être calculée à partir de la FMD (Equation 1), grâce à une régression linéaire sur une partie de la courbe tracée précédemment, en se limitant au segment pour lequel les magnitudes sont supérieures ou égales à la magnitude de complétude (M_c). Cette valeur a été calculée pour les cinq phases de sismicité et sur les deux clusters (cf chapitre 3). Néanmoins il est à noter que b est calculée avec moins de 100 séismes pour certaines périodes, ce qui peut entraîner une surestimation de la valeur de b (Roberts et al., 2015; Verkhovtseva et al., 2015). Pour ces périodes, les b -values ne sont pas fiables.

3.4.4. Estimation du moment sismique libéré

Pour estimer le moment sismique libéré par la séquence sismique mahoraise, il faut prendre en compte les magnitudes de moment sismique M_w .

Cette valeur de M_w est fournie par GCMT (Dziewonski et al., 1981, Ekström et al., 2012) pour 27 séismes de la séquence mahoraise en 2018 dans la zone d'étude. La différence de magnitude entre la valeur de M_L et la magnitude M_w calculée par GCMT varie entre -0.09 et +0.70 (Fig. 6), pour une différence moyenne de 0.28 et une valeur médiane de 0.3. Pour ces mêmes événements, Morales et al. (2022) ont aussi calculé des valeurs de M_w . La différence entre la valeur de M_L et celle de M_w varie dans ce cas entre -0.19 et 0.72 (Fig. 6), pour une différence moyenne de 0.29, résultats très proches de la comparaison avec les M_w de GCMT.

Dans le cadre de ce travail, l'approximation forte $M_L = M_w$ a été choisie afin de calculer des moments sismiques selon la relation de Aki et Richards (2002). Ainsi, pour une magnitude M_L supérieure de 0.3 (valeur proche de 0.28) par rapport à une magnitude M_w , le moment sismique calculé à partir de M_L est 2.8 fois supérieur à celui calculé à partir du M_w . Avec cette approximation, les moments sismiques des séismes sont donc légèrement surestimés, mais il s'agit avant tout de suivre l'évolution du moment sismique libéré au cours de la séquence.

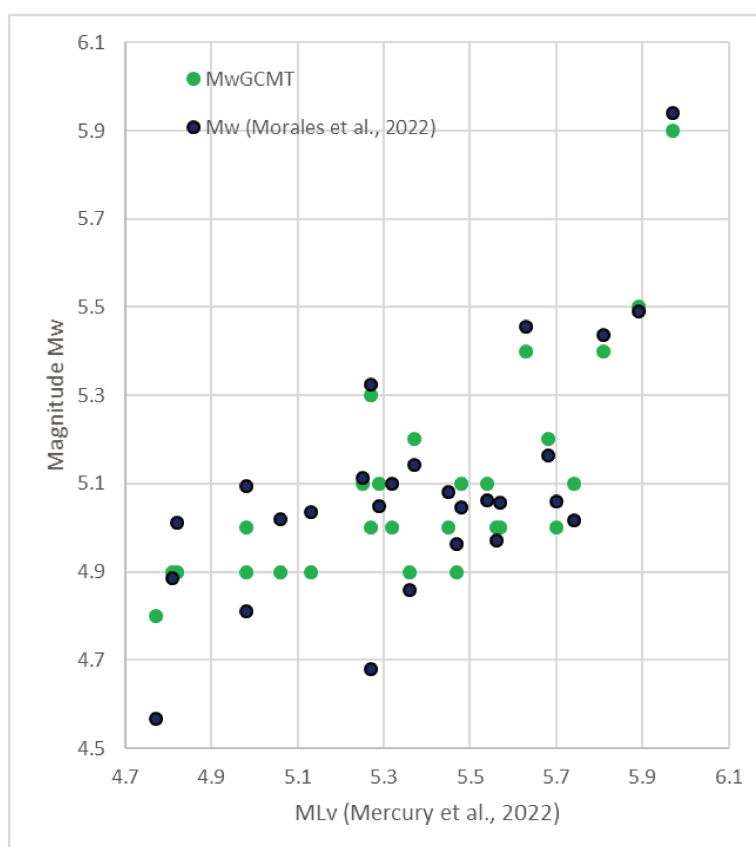


Figure 5: distribution des valeurs de magnitude M_w calculées par GCMT (Dziewonski et al., 1981, Ekström et al., 2012) et recalculées par Morales et al. (2022) en fonction des valeurs de magnitude M_L calculées dans cette étude, pour les 27 événements de la séquence mahoraise localisés par GCMT en 2018.

4. Analyse du contenu fréquentiel des séismes

4.1. Signaux sismiques en contexte volcanique

Différents types de signaux sismiques sont observés en contexte volcanique (e.g. Fig. 7, Chouet, 1996; McNutt et Roman, 2015).

- Les séismes volcano-tectoniques (VT), plutôt haute fréquence, sont caractérisés par l'arrivée impulsive des ondes P et S, une durée relativement courte et une diminution exponentielle de l'amplitude avec le temps. Leur spectre en fréquence montre en général un signal majoritairement entre 5 et 15 Hz. Ils sont interprétés comme liés à une rupture ou une réactivation de failles (McNutt et Roman, 2015). Ils ont été très tôt considérés comme des signes précurseurs de démarrage ou de reprise d'activité magmatique (White et McCausland, 2016), voire comme des facteurs déclencheurs d'éruption (Seropian et al., 2021). En contexte magmatique, même si cette sismicité est liée à une rupture au niveau d'une faille (friction), elle est souvent associée au transport de magma via la mise en place d'une intrusion (Rivalta et al., 2015), soit par le glissement le long de plans connectant les dikes en inflation (Hill, 1977), soit par des ruptures à l'apex du dyke en propagation (Ukawa et Tsukahara, 1996 ; Rubin et Gillard, 1998) ou le long des murs (bords du dyke en propagation, Roman, 2005). Il est à noter que l'amplitude de l'énergie sismique libérée par ces événements n'est pas forcément à mettre en relation avec l'amplitude de l'ouverture et la taille des filons magmatiques (Grandin et al., 2011), ou sinon avec des rapports entre moments sismiques/moments géodésiques très faibles (Nobile et al., 2012; Ahmed et al., 2016) ; il peut y avoir une part importante de mouvement asismique.
- Les séismes Longue Période (LP) ou Low-Frequency montrent des ondes P émergentes, des ondes S très peu distinctes, et un spectre en fréquence qui peut s'étendre entre 0.2 et 5 Hz (Lahr et al., 1994). Ces événements sont associés à des modes de déformation de volume, et sont attribués à de la résonance de fluides provoquée par des changements de pression dans des cavités, par exemple des réservoirs ou des conduits magmatiques (Chouet et Matoza, 2013; McNutt et Roman, 2015).
- Il existe une catégorie hybride, présentant des signes caractéristiques des LP et VT. Suivant Lahr et al. (1994) et Chouet (1996), ils présentent à la fois une activité haute (supérieure à 5 Hz) et basse (inférieure à 5 Hz) fréquence, et le contenu fréquentiel au-delà de 10 Hz est faible. Les séismes hybrides sont le produit de la combinaison des différents processus mentionnés ci-dessus, l'hypothèse la plus plausible étant que la circulation de fluides dans le milieu sismogène contribue à la partie « basse fréquence » de séismes à l'origine volcano-tectoniques, créant ces signaux hybrides (McNutt et Roman, 2015).
- Les tremors, signaux basse fréquence dont la durée varie entre quelques minutes et plusieurs jours, voire plusieurs mois. D'un point de vue du contenu spectral et temporel, ils sont souvent comparés aux LPs, l'une des hypothèses étant que ces deux types d'événements sismiques partagent un type de source commun (Chouet et Matoza, 2013).
- Les événements "très longue période" (VLP), caractérisés par un signal monochromatique ayant une période allant de plusieurs secondes à plusieurs dizaines de secondes, signal qui dure parfois plusieurs dizaines de minutes (Chouet et Matoza, 2013; Talandier et al., 2016; Laurent et al., 2021). Les sources de ces signaux sont, comme les LPs, associées à des phénomènes de résonance dans des réservoirs magmatiques. Ceux associés à la séquence mahoraise ont été particulièrement étudiés : ce sont des signaux tout à fait exceptionnels et propres à la séquence de Mayotte, de très longue période (jusqu'à 15 s) et de très longue

durée, dont la source serait la résonance de lentilles profondes de fluides partiellement cristallisés (Laurent et al., 2021). De tels événements, à la durée et au contenu fréquentiel proches, n'ont été observés qu'en Polynésie à deux reprises, au voisinage du volcan sous marin Rocard en 2011 et 2013 (Talandier et al., 2016).

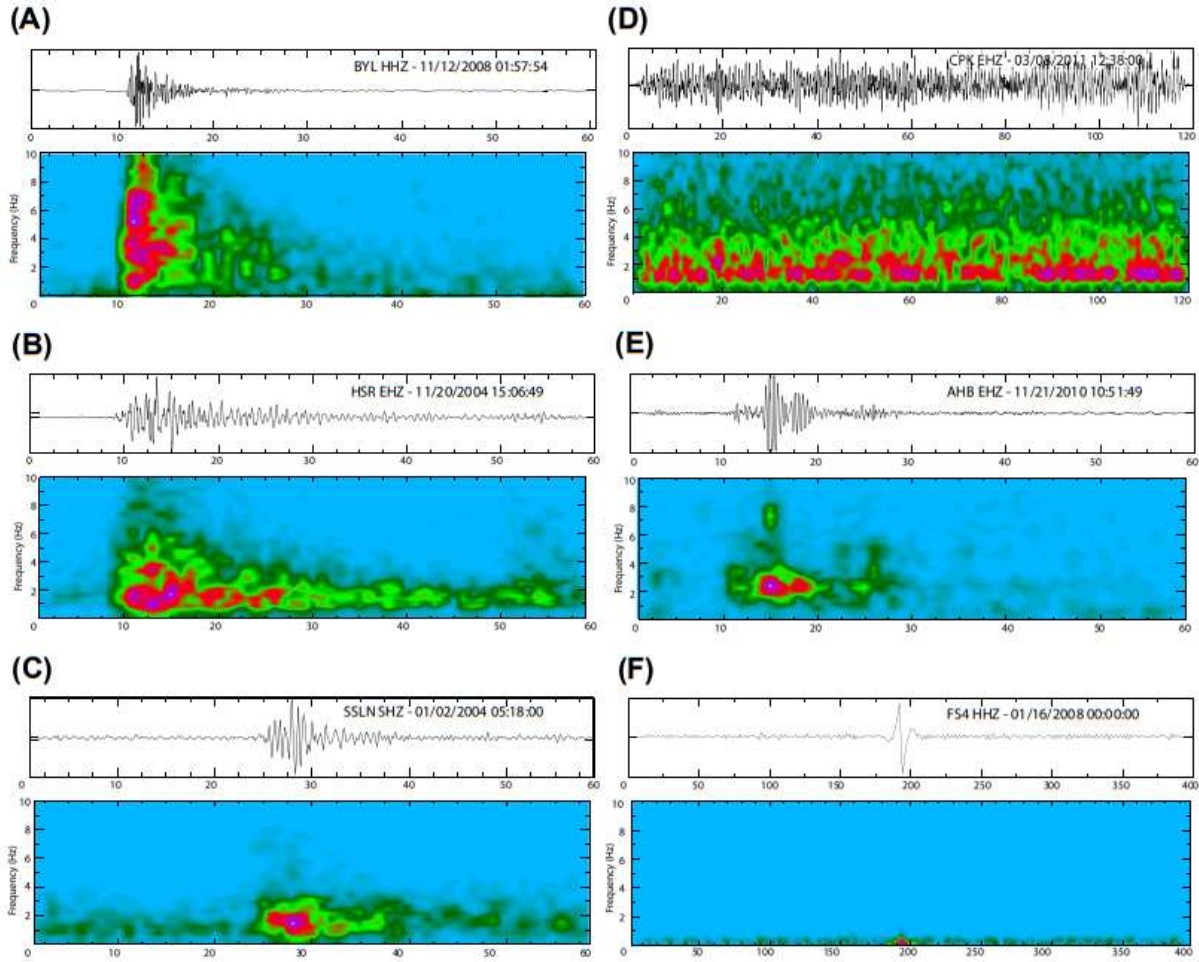


Figure 7: Exemples de forme d'onde et de spectrogrammes de séismes en contexte volcanique, d'après McNutt et Roman (2015). (A) Séisme volcano-tectonique (VT). (B) Séisme hybride. (C) Séisme Longue Période (LP). (D) Tremor. (E) LP profond. (F) Événement très longue période (VLP).

Ainsi, discriminer les séismes de Mayotte selon différentes catégories permettrait d'avoir des indications sur les phénomènes à l'œuvre aux différentes étapes du processus éruptif.

4.2. Index de fréquence

Les séismes renseignés dans le catalogue montrent toute une gamme de signaux allant du LP au VT. Le travail de localisation s'est focalisé sur les événements sismiques "classiques", ayant un contenu fréquentiel principalement entre 0.5 et 40 Hz, l'objectif n'est pas de chercher ni de détecter des VLP, faisant l'objet de la thèse d'Angèle Laurent soutenue en 2023 (Laurent et al., 2021). Après une première inspection visuelle de tous les signaux des séismes du catalogue, il semble y avoir une grande majorité de VT et d'hybride, et peu de LP. Ce sont tous des événements "courts", d'une durée allant de quelques dizaines de secondes à quelques minutes pour les plus gros séismes de magnitude supérieure à 5.0.

L'index de fréquence, qui permet de discriminer les séismes en contexte volcanique selon leur contenu fréquentiel, est la méthode choisie dans ce travail de thèse pour classer les signaux mahorais (Buurman et West, 2010). Cette méthode simple permet de classer rapidement une grande quantité de séismes par une opération simple. Pour chaque séisme, le calcul suivant est réalisé :

$$FI = \log_{10} \frac{\bar{A}_{upper}}{\bar{A}_{lower}}$$

avec A_{upper} et A_{lower} étant les moyennes des amplitudes du signal sur deux bandes de fréquence choisies. Plus les signaux sont riches en contenu haute fréquence, plus la valeur de l'index de Fréquence (FI) est élevée, et vice-versa.

Cette méthode a déjà été appliquée à plusieurs cas d'étude, on peut citer par exemple :

- L'étude des signaux précurseurs à l'éruption de 2006 sur le volcan Augustine en Alaska (Buurman et West, 2010). Le réseau sismique employé est situé sur le volcan étudié. Les séismes étudiés sont superficiels (<5 km de profondeur). Les auteurs ont développé cette méthode et utilisent un A_{lower} de 1 à 2 Hz et un A_{upper} de 10 à 20 Hz. Ces deux paramètres sont fixés après une analyse des signaux de groupes caractéristiques de 3 types de séismes d'origine sismo-volcanique (LP, VT, Hybrides). Ils fixent ensuite visuellement deux seuils de FI, l'un à -1.3 qui sépare leurs événements LP et hybrides, et l'autre à -0.4 qui sépare leurs événements hybrides et VT.
- L'étude des LPs sous le Kilauea (Hawai'i) sur une période de 20 ans (Matoza et al., 2014). De même, le réseau sismique employé d'une cinquantaine de stations est localisé autour du Kilauea. Les séismes étudiés sont localisés entre 0 et 60 km de profondeur. Les auteurs utilisent un A_{lower} de 1 à 5 Hz et un A_{upper} de 5 à 15 Hz, reprenant la bibliographie « classique » de sismo-volcanique dans laquelle les LP ont plus de contenu fréquentiel essentiellement en dessous de 5 Hz, et les VT en ont au-delà de 5 Hz. Ils discriminent ensuite entre LP et non-LP en étudiant les spectres de certains signaux caractéristiques ainsi que la distribution spatiale de leurs événements en fonction de la valeur de FI : les séismes à FI inférieure à -1 sont finalement classés comme LP.
- L'étude des signaux basse fréquence (Low Frequency ou LF) sous la région volcanique de Bora-Tullu Moye (Greenfield et al., 2019) sur une période de un an et demi. Le réseau employé est composé de 3 à 8 stations distribuées dans la région, sur une zone d'environ 50 x 50 km. Cette étude a mis en évidence l'existence de ces événements à 5 km de profondeur. Les auteurs utilisent un A_{lower} de 0.6 à 1.2 Hz et un A_{upper} de 6 à 12 Hz, afin de traquer les signaux basse fréquence liés aux mouvements de fluide en profondeur, et mettent en place une méthode pour corriger l'influence de la distance entre la station et l'hypocentre sur les valeurs de FI. Les séismes à FI inférieure à 0, outliers de la distribution des index de fréquence, sont classés comme LF.
- L'étude des signaux longue période profonds sous l'Akutan (Alaska) pour une période de 12 ans (Song et al., 2023). Le réseau sismique employé comporte 12 stations localisées sur l'Akutan. Les séismes étudiés sont localisés entre 0 et 30 km de profondeur. Les auteurs reprennent quasiment les paramètres de Matoza et al. (2014), avec un A_{lower} de 1 à 5 Hz, mais un A_{upper} de 10 à 15 Hz seulement, et se servent de l'indice de fréquence pour discriminer les séismes entre LP et VT, avec une séparation pour une valeur de FI à -1.6 déduite de caractérisation manuelle des séismes dans le catalogue d'origine.

5. Conclusions

La détection, localisation absolue (Hypo71) et relocalisation relative (HypoDD) a permis de construire un nouveau catalogue de 2874 événements, dont la majorité (77%) est relocalisée avec une incertitude inférieure au kilomètre.

La magnitude de complétude ($M_c > 3.5$ en mai 2018 et $M_c > 3.2$ à partir de septembre 2018, 5 mois après le début de la crise) est élevée pour un contexte sismo-volcanique : le catalogue ne contient pas la sismicité faible. En revanche, la sismicité modérée à forte ($M_L > 3.7$) y est complète. Ce sont ces données qui sont utilisées dans la suite pour construire un scénario des principales étapes de la séquence mahoraise, marquant la naissance et le développement du volcan sous-marin Fani Maore.

Il est important de rappeler que la mauvaise couverture instrumentale de Mayotte en 2018 est la principale source de difficulté quant à l'étude détaillée de l'activité sismique mahoraise des dix premiers mois. Le réseau utilisé inclut des stations régionales jusqu'à 1500 km de Mayotte pour atteindre le nombre maximal de 16 stations. Pour la majorité des séismes au début de la séquence mahoraise de magnitude moyenne ($M_L < 4.5$), non visibles sur les stations éloignées, les localisations doivent se faire avec 1 station à Mayotte, 2 à 4 à Grande Comore et 1 à 3 à Madagascar.

Il est utile de garder en mémoire ces contraintes de réseau et de qualité des données et analyses qui en découlent. Fani Maore est localisé à 50 km des côtes de Mayotte, sa base étant à 3800 m de profondeur sur le fond océanique, et il faudra attendre 10 mois avant qu'une instrumentation digne de l'ampleur de l'événement soit mise en place. Un catalogue de sismicité a malgré tout pu être construit malgré ces contraintes uniques, avec une analyse du contenu fréquentiel des séismes de ce catalogue.

Chapitre 3 : étude de la séquence sismo-volcanique initiée le 10 mai 2018 à l'est de Mayotte

Le cœur de ce chapitre s'articule autour de l'article "Onset of a submarine eruption east of Mayotte, Comoros archipelago: the first ten months seismicity of the seismo-volcanic sequence (2018–2019)" par Mercury, N., Lemoine A., Doubre C., Bertil D., Van Der Woerd J., Hoste-Colomer R., Battaglia J., *Comptes Rendus. Géoscience*, vol 354., n°S2, 105-136, publié dans un numéro spécial dédié à la séquence sismo-volcanique mahoraise depuis 2018 (van der Woerd et al., 2022). Cet article présente l'évolution de l'activité sismique durant les dix premiers mois de la séquence mahoraise, de mai 2018 à février 2019. Une synthèse en français est ajoutée ici ainsi qu'une brève description de l'évolution sismo-volcanique à l'est de Mayotte après la période étudiée dans cet article, c'est-à-dire depuis février 2019.

1. Initiation de l'éruption sous-marine à l'est de Mayotte : étude des 10 premiers mois de la séquence sismo-volcanique (10 mai 2018 - 24 février 2019)

1.1. Synthèse en français

Le 10 mai 2018, une séquence sismique commence soudainement à l'est de Mayotte. Cette activité prend de l'ampleur en mai et juin 2018 : on compte 200 séismes ressentis pendant les deux premiers mois de la crise, avec plusieurs dizaines d'événements au-dessus de magnitude 5.0 (Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Bertil et al., 2021). Au cours de la séquence sismique, la magnitude des événements décroît à partir de juillet 2018, et le taux de sismicité, après plusieurs pics pendant les premiers mois, ne décroît régulièrement qu'à partir de janvier 2019 (Lemoine et al., 2020a). Durant la mission océanographique MAYOBS1 (Feuillet, 2019) en mai 2019, un nouvel édifice volcanique sous-marin haut de 820 m, correspondant à un volume de 5 km³ a été découvert à 50 km à l'est de Mayotte, à 3200 m de profondeur. Ce volcan a été nommé Fani Maore. La mise en place de cet édifice a été estimée à moins d'un an (Figure 1c; Rinnert et al., 2019, Feuillet et al., 2021, REVOSIMA, 2023a). Son évolution est mesurée depuis mai 2019 grâce à l'organisation de plusieurs campagnes océanographiques pluridisciplinaires de surveillance (MAYOBS, Rinnert et al., 2019). L'édifice principal a peu évolué depuis mai 2019 (Berthod et al., 2020a, Feuillet et al., 2021), mais différentes coulées ont pu être régulièrement cartographiées jusqu'en janvier 2021, mois depuis lequel aucune nouvelle coulée n'a été observée (Berthod et al., 2022 ; REVOSIMA, 2023a).

Avant mars 2019, les localisations sont mal contraintes car dépendantes d'un réseau terrestre insuffisant, mal réparti autour de la zone active. De plus, beaucoup de séismes n'ont pu être localisés faute de temps, notamment lors des premiers mois de la séquence, alors que le taux de sismicité était élevé, car la surveillance de la sismicité n'était assurée que par une équipe réduite de sismologues, avant qu'un réseau de surveillance volcanologique et sismologique ne soit mis en place en juillet 2019 (REVOSIMA, 2021).

L'objectif de ce travail a été de construire un scénario éruptif des 10 premiers mois de la séquence mahoraise (10 mai 2018 - début de la séquence - au 24 février 2019 - mise en place d'un réseau de capteurs sismiques sous-marins -OBS- et développement du réseau de surveillance à terre), par une analyse spatio-temporelle détaillée de la sismicité, en reprenant et en améliorant le catalogue de sismicité sur cette période (Lemoine et al., 2020).

Tout d'abord, nous avons complété le réseau de surveillance mahorais des premiers mois de données supplémentaires provenant de stations régionales et locales, afin de localiser les séismes avec plus de stations. Ensuite, nous avons localisé 2874 séismes entre le 10 mai 2018 et le 24 février 2019, allant de magnitude MLv 2.4 à 6.0. Nous avons ensuite calculé des relocalisations relatives pour la majeure partie des séismes (77%) de ce catalogue grâce à un algorithme par doubles différences (HypoDD, Waldhauser, 2001).

Cette sismicité mahoraise se divise en deux essaims, qui ont chacun une dynamique et une temporalité propre. Le plus lointain, appelé essaim distal, apparaît le premier, et est relié à l'ouverture de conduits et la remontée du magma d'un réservoir profond (>40km) vers l'emplacement du nouveau volcan. Cet essaim regroupe la sismicité la plus forte, avec 80% de la sismicité au-dessus de magnitude 4.0 et 45 des 47 séismes à MLv>5.0. Un second essaim, appelé essaim proximal, apparaît à partir de juillet 2018, comprend des séismes de magnitude plus faible. Son activité est associée à la vidange importante et très rapide du réservoir profond à l'origine de l'éruption, et son activité est directement proportionnelle au taux éruptif sur notre période d'étude (Peltier et al., 2022). Les deux essaims fonctionnent en alternance, lorsque l'activité d'un essaim augmente, celle de l'autre essaim diminue, et inversement.

La période d'étude se divise en 5 phases temporelles:

- Le premier mois d'activité, entre le 10 mai et le 8 juin 2018, est exclusivement concentrée dans l'essaim distal. Elle démarre brusquement, se décompose en pics successifs d'activité et comprend la majeure partie de la sismicité de forte magnitude. L'évolution de cet essaim suggère une migration des séismes vers l'est et le sud sur plusieurs dizaines de km sur une période de quatre semaines. On interprète cette évolution comme le début de l'injection du magma dans la lithosphère profonde (autour de 40 km) et sa propagation latérale vers l'est, le sud-est, puis vers le sud, avant que la migration de la sismicité vers la surface souligne la propagation verticale du magma. Un pic de sismicité accompagne chaque changement de direction de migration de la sismicité, montrant l'augmentation de pression provoquée par l'accumulation de magma et la rupture de l'encaissant.
- Durant le deuxième mois d'activité (9 juin - 7 juillet) la sismicité, toujours exclusivement distale, atteint la surface. En accord avec Cesca et al. (2020) et Lemoine et al. (2020), le début de l'éruption est datée à fin juin 2018. La baisse importante de cette sismicité distale de forte

magnitude suggère que les conduits permettant l'ascension du magma sont formés à la fin de cette phase.

- La troisième phase (8 juillet - 17 août 2018) marque l'apparition progressive de l'essaim proximal, alors que l'activité profonde de l'essaim distal se poursuit. L'activité proximale est liée à une décompression importante du réservoir profond à l'origine de l'éruption mahoraise (Jacques et al., 2020; Feuillet et al., 2021; Lavayssière et al., 2021). Durant cette phase, le taux de sismicité est faible, et les magnitudes restent faibles.
- Lors de la quatrième phase, on observe fin août un pic d'activité localisé au-dessus de l'essaim proximal. A la verticale de cette activité sismique, des panaches acoustiques persistants sont observés lors des missions MAYOBS, à l'aplomb de structures interprétées comme l'héritage d'une caldeira sous-marine à 10 km de Mayotte (Cathalot et al., 2019 ; Rinnert et al., 2019 ; Feuillet et al., 2021 ; Scalabrin et al., 2021 ; Puzenat et al., 2022 ; REVOSIMA, 2023a ; Scalabrin, 2023). Des sites d'émission de gaz d'origine mantellique sont répertoriés depuis quelques années sur Mayotte (Sanjuan et al., 2008 ; Nehlig et al., 2013 ; Liuzzo et al., 2022) : l'occurrence de séismes a pu favoriser la circulation de fluides en profondeur, s'il n'existait pas déjà, ou l'accentuer.
- On repère un dernier regain d'activité profonde au niveau de l'essaim distal en septembre 2018. En recoupant cette activité avec les observations GNSS, cet épisode est interprété comme une ré-injection de magma à partir d'octobre 2018 (Lemoine et al., 2020a).
- A partir d'octobre 2018, l'activité sismique est essentiellement concentrée dans l'essaim proximal. Le taux de sismicité augmente jusqu'en décembre 2018, puis diminue à partir de janvier 2019, et ce jusqu'en septembre 2023 (rapports de suivi du REVOSIMA, 2021, 2023a ; Lavayssière et al., 2022).

Entre mai et juin 2018, La sismicité souligne la migration du magma d'un réservoir profond (>45 km) vers l'est, puis le sud-est, et enfin vers la surface. L'intensité des pics de sismicité lorsque le magma est encore en profondeur (>30 km), ainsi que la migration latérale du magma qui intervient avant celle vers la surface semble suggérer la présence d'une interface autour de 30 km entre deux milieux aux propriétés mécaniques différentes, par exemple d'un milieu scellé et/ou peu fracturé sous 30 km de profondeur, et d'un milieu plus fracturé au-dessus de 30 km. Le début de l'éruption est daté à la fin juin 2018, impliquant une migration latérale et verticale de plusieurs dizaines de kilomètres en un mois et demi. La sismicité de l'essaim proximal ne démarre qu'une fois l'éruption enclenchée depuis quelques semaines, et son activité sismique suit le taux éruptif, montrant un lien direct entre la déflation du réservoir et cet essaim. En revanche, une fois les conduits mis en place jusqu'à la surface, la sismicité de l'essaim distal baisse drastiquement.

Cette étude permet aussi de repérer des épisodes particuliers de la séquence mahoraise, fin août 2018 (sismicité autour de 20 km sur l'essaim proximal, peut-être liée aux réservoirs intermédiaires voire aux panaches acoustiques observés sur les structures au-dessus de l'essaim proximal) et en septembre 2018 (reprise temporaire de l'activité sismique sur l'essaim distal, peut-être liée à une réalimentation profonde des conduits).

1.2. Onset of a submarine eruption east of Mayotte, Comoros archipelago: the first ten months seismicity of the seismo-volcanic sequence (2018–2019)

Onset of a submarine eruption east of Mayotte, Comoros archipelago: the first ten months seismicity of the seismo-volcanic sequence (2018–2019)

Nicolas Mercury^{*, a, b}, Anne Lemoine^b, Cécile Doubre^a, Didier Bertil^b, Jérôme Van Der Woerd^a, Roser Hoste-Colomer^b and Jean Battaglia^c

Abstract. From 10 May 2018 to 1 November 2022 (time of writing), an unprecedented seismic activity is observed east of Mayotte Island (France), related to the largest submarine eruption ever recorded with offshore geophysical studies. Using signals from regional and local seismic stations, we build a comprehensive catalog of the local seismicity for the first ten months of the sequence. This catalog includes a total of 2874 events of magnitude (M_{lv}) ranging from 2.4 to 6.0, with 77% of them relocated using a double difference location procedure. The hypocentral locations over this period are highly dependent on the small seismic network available. Therefore we compare the locations of later events using a similar network and those estimated from a local ocean bottom seismometer (OBS) network installed since March 2019. Based on the time space evolution and characteristics of the seismicity, five distinct phases can be identified, corresponding to the successive activation of two deep seismic swarms, related to the lithospheric-scale magma ascent up to the seafloor, along with progressive deepening of the seismicity interpreted as decompression of a 40 km deep reservoir.

Keywords. Earthquake catalog, Seismic swarms, Volcano-seismology, Submarine volcanism, Mayotte, Comoros archipelago.

1. Introduction

On 10 May 2018, the seismic stations on the western Indian Ocean recorded seismic activity that quickly became an intense sequence, with hundreds of felt earthquakes, including several events of magnitude above 5.0 recorded by the international networks [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Bertil et al., 2021]. This unusually deep (40 km) seismicity [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a] occurs in the eastern part of the Comoros archipelago, east of Mayotte, in a region not known previously for being seismically active [Figure 1; Bertil and François, 2016, Bertil et al., 2021]. The magnitude of the seismic events and the duration of the sequence surprised the population, the local authorities, and the scientific community. Past volcanic episodes in the Comoros archipelago, including Mayotte and offshore areas, remain poorly documented [e.g., Zinke et al., 2003a,b, Michon, 2016, Famin et al., 2020], except for the recent volcanic-related seismicity of the Karthala volcano, on Grande Comore [Figures 1 and 2; Bachèlery et al., 2016]. In 2019, one year after the beginning of the sequence, a new 820 m-high volcanic edifice (called “NVE” in Feuillet et al. [2021]) and several subsequent lava flows, corresponding to an estimated volume of 6.55 km³, were discovered on the seafloor 50 km east of Mayotte [Figure 1c; Rinnert et al., 2019, Feuillet et al., 2021, REVOSIMA, 2021]. This seismo-volcanic event is the largest and best monitored submarine eruption to date [Feuillet et al., 2021].

The largest amount of seismic movement was released within the first two months of the sequence, when the initial seismic monitoring network included only a few stations in Mayotte, Grande Comore, Madagascar and a few further off (Figure 2). Later, through collaborative work of the French scientific community, several additional seismic stations were progressively installed on Mayotte Island at the end of June 2018, at the end of August 2018, and then in March 2019 (Figure 2b,c,d).

In addition, since the end of February 2019, the deployment of a network of 4 to 16 ocean bottom seismometers (OBS) on the seafloor east of Mayotte have been providing better constraints of the seismicity and seismogenic structures [Rinnert et al., 2019, Feuillet et al., 2021, REVOSIMA, 2021, Saurel et al., 2022]. For the first year of the sequence, from May 2018 to February 2019, the geodetic and seismic monitoring has been crucial to understand the processes involved at the onset of this magmatic/volcanic activity, and the building of such an exceptional volcanic edifice [Lemoine et al., 2020a]. Several scenarios are proposed to outline the timeline of magma ascent, based on geophysical and petrological data [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Feuillet et al., 2021, Berthod et al., 2021a]. In May 2018, the first cluster of seismicity extended southeast, then a swift upward migration started in early June, going from a depth of 40 km up to the surface within a month. The seismicity highlights the propagation of magma through the lithosphere, from a deep and exceptionally large reservoir up to the seafloor, until the eruption that started between 28 June and 5 July 2018 [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a]. In July 2018, a second cluster progressively appeared, closer to Mayotte, along with intense, very-long period seismicity (VLP) at more shallow levels [Poli et al., 2019, Satriano et al., 2019, Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Feuillet et al., 2021, Laurent et al., 2021]. Those two clusters are still active as of October 2022 [REVOSIMA, 2021]. We refer to them as the proximal and distal clusters, relative to Mayotte, following Saurel et al. [2022] (Figures 1c and 3).

The analysis of the seismicity of the first year is challenging due to the poor initial quality of the monitoring network. Therefore, we integrate complementary phases that have been manually picked at a few seismic stations not included in the initial monitoring network, to better specify the locations of the earthquakes over the first ten months of seismicity near Mayotte and to help complete the catalog. We estimate the instrumental bias due to both the network scarcity and geometry, by comparing our locations to those obtained using the subsequent improved monitoring network, including OBS and more inland stations from March 2019. We then relocate 77% of this catalog using a double difference algorithm to image the seismogenic structures more precisely. Based on this new catalog, we describe the various phases of the rapidly evolving seismicity. Finally, in the light of already published work, we propose a synthetic scenario of the first ten months of the seismo-volcanic sequence of Mayotte.

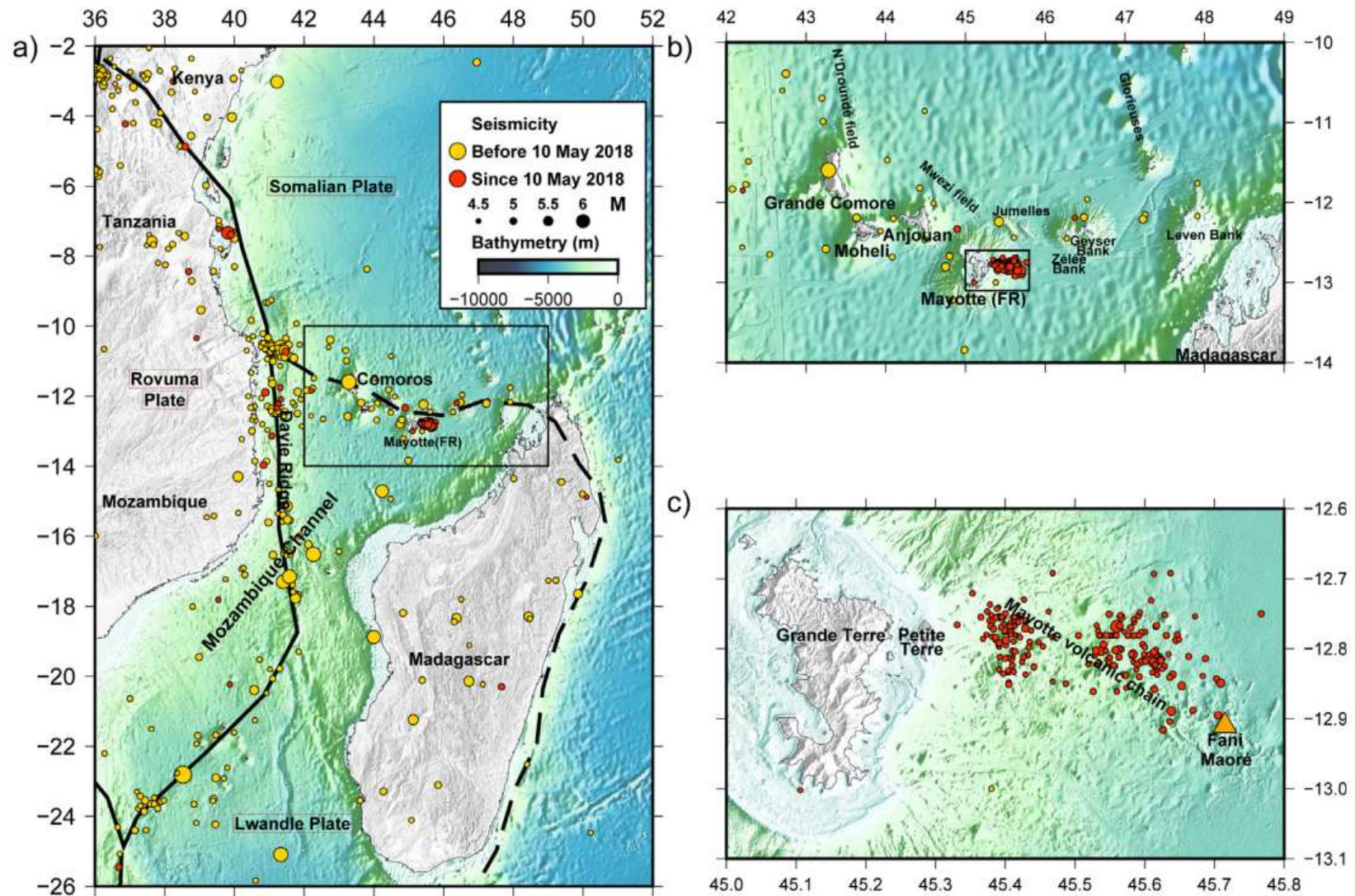


Figure 1. Regional historical and instrumental seismicity over the period 1900 to 2020 across the Mozambique channel and the Comoros, and surrounding areas [Bertil et al., 2021]. Black lines are plate boundaries [modified from Stamps et al., 2018]. (a, b) Bathymetry from GEBCO 2014 [Weatherall et al., 2015]. (c) Compilation from Lemoine et al. [2020b] including HOMONIM data [SHOM, 2015] and MAYOBS data [Feuillet et al., 2021]. Red triangle in (c) indicates the position of the Fani Maore volcano. All figures have been done using GMT 5 [Wessel et al., 2013].

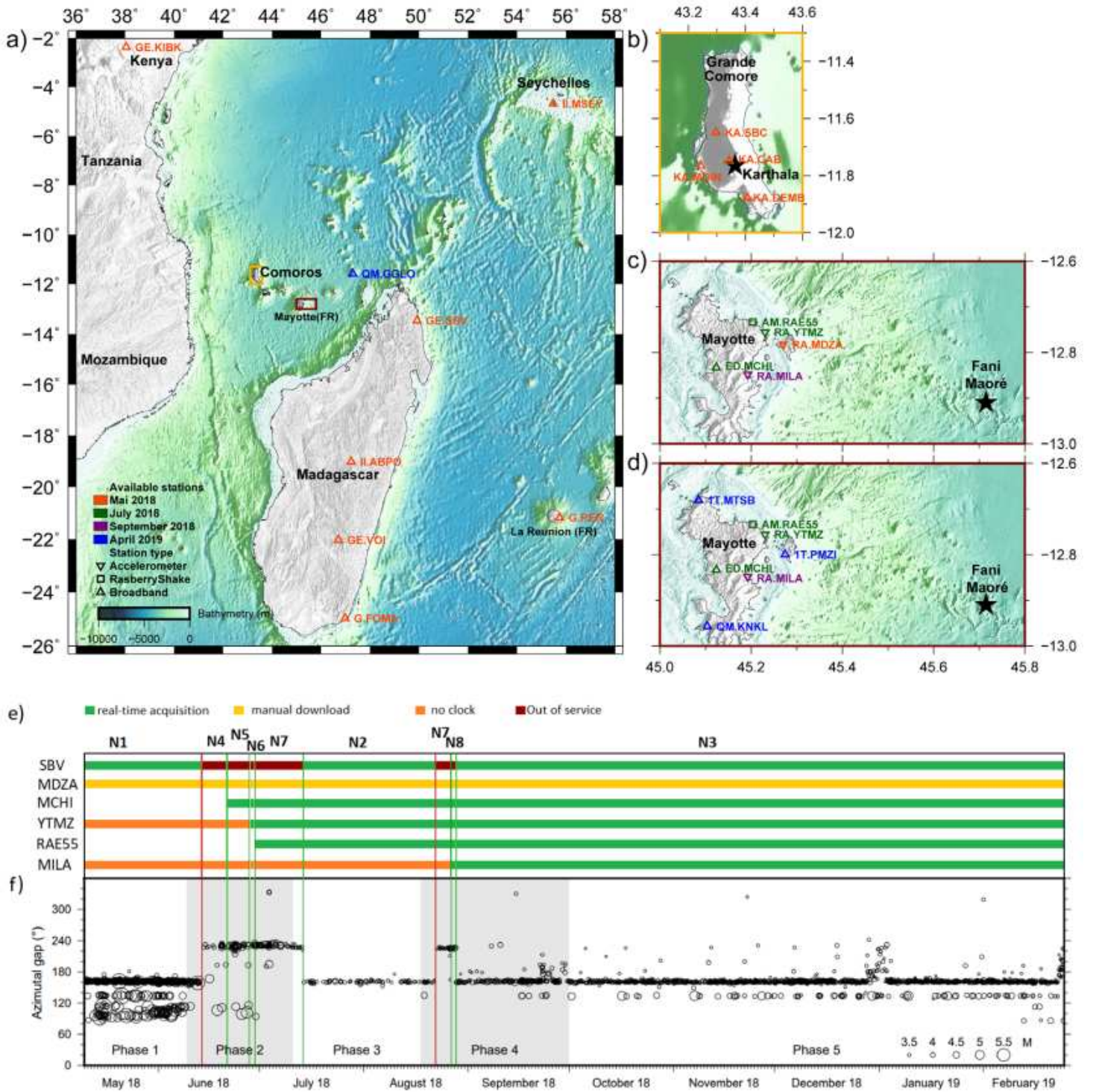


Figure 2. (a) Regional seismic stations network. (b) Karthala broadband station network. (c, d) Inland seismic network in Mayotte at two dates, 1 September 2018 and 1 April 2019, respectively. See also Table 1. (e) Period of data acquisition of local and regional stations over the period May 2018 to August 2018. Network geometries N1 to N8 are indicated (see Supplementary document 1). Vertical red and green lines correspond to the loss of the North Madagascar seismic station GE.SBV, and addition or restart of a seismic station, respectively. (f) Azimuthal gap evolution over time. White and grey shading are successive phases (see text for details). Bathymetry: (a) and (b) same as Figure 1a,c and (d) same as Figure 1c.

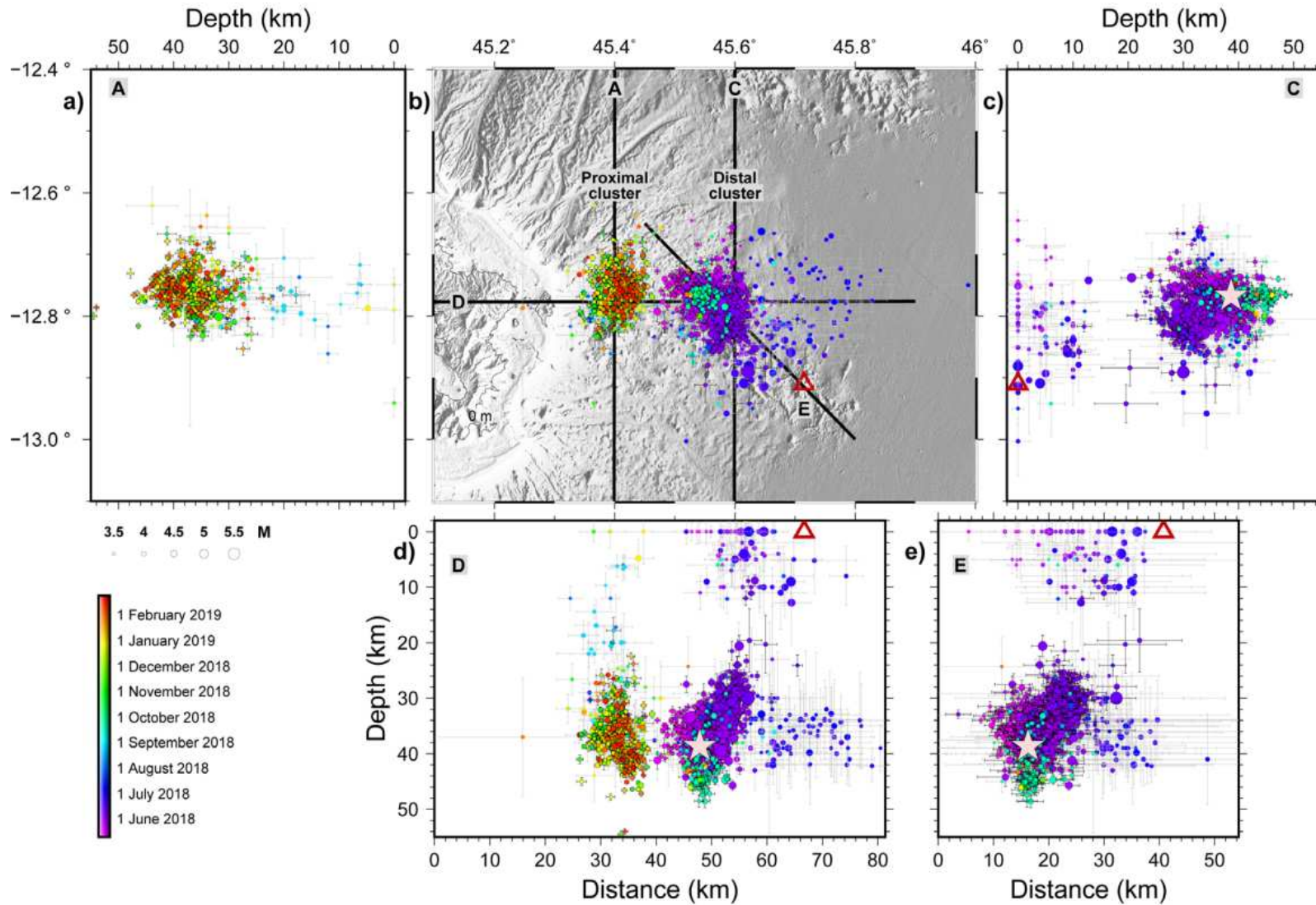


Figure 3. Hypocenter distribution of new catalog for the events above M_{lv} 3.5 of the 10 first months of Mayotte sequence (10 May 2018 to 24 February 2019). (a) N–S section view for the proximal cluster. (b) Map view for both clusters. (c) N–S section view for the distal cluster. (d) E–W section view for both clusters. (e) NW–SE section view for the distal cluster. Relative HypoDD locations and uncertainties are in black, absolute Hypo71 locations and uncertainties are in pale grey. Pale pink star indicates the position of the main shock on 15 May 2018, 15:48 UTC. Red triangle indicates the location of the Fani Maoré volcano. Bathymetry source is the same as Figure 1c.

2. Geodynamic and seismo-tectonic context of Mayotte

2.1. Tectonic and magmatic activity in the Comoros archipelago

The four major volcanic islands of the Comoros archipelago are Grande Comore, Moheli, Anjouan, and Mayotte from west to east (Figure 1b). Several marine surveys reveal recent volcanic and tectonic features northward of the archipelago [e.g., N'Droundé and Mwezi fields, Thinon et al., 2022] as well as numerous individual structures [Figure 1b, Audru et al., 2006, Tzevahirtzian et al., 2021, Thinon et al., 2022]. Submarine volcanic ridges connect the four islands [Tzevahirtzian et al., 2021, Thinon et al., 2022]. Major submarine volcano-tectonic structures follow an east–west alignment between Mayotte and the northern part of Madagascar, namely the Jumelles, Geyser, Zélée, and Leven banks. Mayotte is mainly composed of one major island (Grande Terre) and a smaller island to the east (Petite Terre). From Petite Terre, a 50 km long, WNW–ESE volcanic chain is observed on the seafloor, divided into two segments: a western part on the island slope, and an eastern N130°E part mainly composed of what are probably monogenetic cones, up to 500 m high and 2 km wide [Figure 1c; Rinnert et al., 2019, Feuillet et al., 2021, Tzevahirtzian et al., 2021].

Before the ongoing eruption of Mayotte, the active volcanism in the Comoros archipelago was limited to the Karthala volcano, in Grande Comore. The Karthala is one of the world's largest active alkaline basalt shield volcanoes, with almost 20 eruptive sequences within the last century [Bachelery et al., 2016]. The last eruptive sequence, between 2005 and 2007, resulted in the installation of four broadband seismic stations in 2017 to better estimate the volcano hazard. In Mayotte, no active volcanism has been reported prior to the submarine eruption that started in 2018. The southern part of the island is composed of an old volcanic complex, emplaced from 10 Ma to 1.95 Ma. A second phase of volcanism built the northern part of the island, between 8 Ma and 3.8 Ma. Then recent volcanism formed the northeastern part, from 4.4 Ma to 0.15 Ma, with more recent activity that shaped the cones of Petite Terre [Nougier et al., 1983, Zinke et al., 2003a,b, Debeuf, 2009, Nehlig et al., 2013, Michon, 2016].

Although the timing of the formation of the Comoros archipelago is still under debate [e.g., Quidelleur et al., 2022], it is suggested that the volcanism of Mayotte is the oldest [ca 20 Ma in Michon, 2016; ca. 26–27 Ma in Masquelet et al., 2022], whereas volcanism in Anjouan, Moheli, and Grande Comore started later at c.a. 10 Ma [Michon, 2016]. Therefore, there is no simple decrease or increase of the age of volcanism along the Comoros archipelago, as expected in the case of hotspot related intraplate volcanism. The link between tectonic deformation and volcanic development is under study [Michon, 2016, Famin et al., 2020, Feuillet et al., 2021, Boymond et al., 2022, Thinon et al., 2022], this issue. Geological, geochronological, geomorphological and geophysical datasets tend to confirm the hypothesis of a strong magmatic supply reaching the surface through fractures induced by lithospheric deformation [Michon, 2016, Tzevahirtzian et al., 2021, Famin et al., 2020, Feuillet et al., 2021, Thinon et al., 2022]. The geodynamical context of the east–west trending Comoros archipelago, linking the south-eastern tip of the East African rift to the Madagascar graben system [Figure 1a; e.g., Feuillet et al., 2021], suggests an immature boundary between the tectonic plates of Lwandle and Somalia [Stamps et al., 2018, 2021, Famin et al., 2020, Figure 1a]. Strain from plate tectonics may thus play a role in the origin of the volcanism [Michon, 2016, Famin et al., 2020], in addition to the influence of inherited structures from old oceanic fabric, and of regional mantle dynamics [Thinon et al., 2022].

2.2. Past seismic activity along the Comoros archipelago

The Comoros archipelago is considered an area of moderate seismicity [Bertil and François, 2016]. The poorly developed monitoring seismic network in the area prevents an exhaustive analysis of the small and moderate magnitude seismicity. According to a recent 120-year compilation of regional seismicity in the North Mozambique channel (1900–2021), most of the earthquakes are concentrated offshore, along the north–south Davie oceanic ridge, and along the east–west trending Comoros archipelago [Figure 1; Bertil et al., 2021]. This regional catalog includes 10 events of magnitude above 5.0, five of them being located around Mayotte [Bertil et al., 2021]. Furthermore, over the previous three centuries, 17th to 19th, only four earthquakes, causing moderate damages on the island, remain in the collective memory of Mayotte [Hachim, 2004, Sira et al., 2018].

2.3. The recent Mayotte seismo-volcanic sequence

The Mayotte seismic activity started abruptly, unexpectedly, and with intense swarms. Several dozen low to moderate earthquakes occurred daily, and about 280 of them were likely felt during the first two months [according to Peak Ground Acceleration criteria $PGA \geq 0.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ on the YTMZ station, Bertil and Hoste-Colomer, 2020]. Quick volunteer response teams organized to estimate the number of events, located the strong magnitude earthquakes, and developed a monitoring network [Sira et al., 2018, Bertil et al., 2019a, Lemoine et al., 2020a]. The existing geodetic stations network and InSAR data indicate subsidence and eastward displacement of the island of Mayotte from early July 2018 [Lemoine et al., 2020a].

Given the knowledge of present and past seismicity in the region [Bertil et al., 2021], the pattern of seismicity that occurred east of Mayotte is unprecedented, in light of recorded time sequence data, considering the number and magnitudes of reported seismic events. However, the monogenic volcanoes and more complex submarine systems similar to the NVE covering the seafloor may indicate the previous occurrence of similar episodes [Feuillet et al., 2021, Tzevahirtzian et al., 2021, Thinon et al., 2022].

This seismic activity starts suddenly on 10 May 2018. First seismological catalogs show thousands of events occurring within a year, up to Mw 5.9. The majority of the seismic energy is released during the first six weeks of activity [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a]. This seismicity starts as a swarm 40 km east of Mayotte and around 30–40 km deep, hence below the Moho, estimated to be around 17 km [Jacques et al., 2019, Dofal et al., 2021]. From there, the local and regional networks record a migration of earthquakes southeastwards and upwards, interpreted as magma migration from a deep large reservoir ($>10 \text{ km}^3$) to the surface [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Berthod et al., 2021a]. Seafloor eruption is thought to have started between late June and early July of 2018, hence seven weeks after the onset of the seismic activity, as attested by the beginning of a noticeable deflation signal observed on GNSS stations, along with relative seismic quiescence [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Berthod et al., 2021a]. The deep seismicity has remained active since the beginning of the eruption. Oddly intense, monochromatic VLP events were recorded in June 2018 [Laurent et al., 2021], as well as the onset of a second seismic cluster, in July 2018, 10–20 km east of Mayotte [Lemoine et al., 2020a]. Since then, the two deep swarms have remained active; the second has surpassed the first in terms of seismicity rate [Lemoine et al., 2020a, Feuillet et al., 2021, REVOSIMA, 2021, Lavayssière et al., 2022, Saurel et al., 2022]. The seismic sequence is still ongoing in November 2022, with low activity relative to the initial months [REVOSIMA, 2021, Lavayssière et al., 2022, Saurel et al., 2022].

Marine surveys identified the NVE southeastward in the prolongation of the eastward trending Mayotte volcanic chain. This 820 m tall, $5.0 \pm 0.3 \text{ km}^3$ volcanic edifice, now officially called “Fani Maoré”, built in one year of eruption [Rinnert et al., 2019, Feuillet et al., 2021], is interpreted as evidence of the damping of a deep and exceptionally large reservoir. This is supported by the large GPS surface displacements, implying a barycenter of deformation located 40 km eastward of Mayotte and 30 km deep [Lemoine et al., 2020a; see also Peltier et al., 2022].

Tomography, petrological studies, and precise relocations of events since March 2019 highlight several volcanic and seismic structures, such as intermediate and deep reservoirs around the seismic swarms (Figure 11), as well as complex magmatic interactions between deep reservoirs and the surface [Berthod et al., 2021a,b, Foix et al., 2021, Lavayssière et al., 2022, Masquelet et al., 2022].

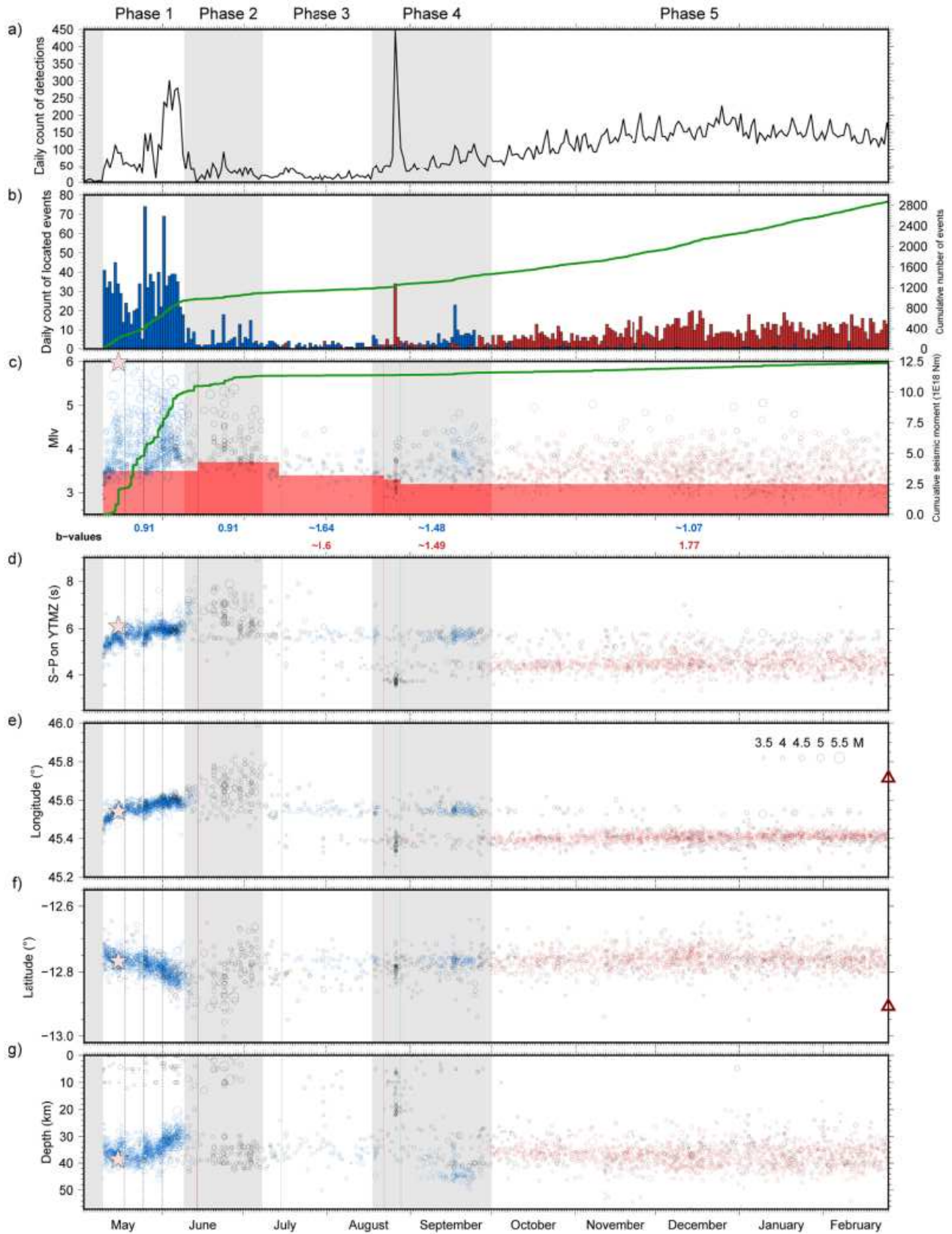


Figure 4. Evolution of seismicity from 3 May 2018 to 24 February 2019. Proximal and distal events, located with HypoDD, are identified with red and blue circles, respectively. Earthquakes located with Hypo71 only are identified with black circles. (a) Number of detected events on YTMZ continuous signal, using STA-LTA. (b) Number of events per day for all events within distal (blue) and proximal (red) clusters, and cumulative number of events (green line). (c) Magnitude (Mlv) of events, cumulative seismic moment (green line) and magnitude of completeness (in red). (d) S and P arrival time differences (S-P) at YTMZ station. (e), (f), and (g) are longitude, latitude and depth of events, respectively. The pale pink star indicates the main shock of the sequence, on 15 May 2018, 15:48 UTC. Main phases are indicated by white and grey stripes. Vertical lines correspond to seismic GE.SBV loss (red) and resume (green) of data acquisition. Red triangle in (e) and (f) indicates the position of the Fani Maoré volcano.

Station ^a	Longitude	Latitude	Start	End	Type ^b	Min. distance to Mayotte seismic area (km)
RA.MDZA	45.26°E	12.78°S	June 2016	February 2019	Acc	3
AM.RCBF0	45.27°E	12.80°S	15 June 2018	July 2018	RaspB	3
1T.PMZI	45.27°E	12.80°S	March 2019	—	BB (HH)	3
RA.YTMZ	45.23°E	12.76°S	July 2015	—	Acc	8
AM.RAE55	45.20°E	12.73°S	15 June 2018	—	RaspB	12
RA.MILA	45.19°E	12.85°S	June 2016	—	Acc	14
ED.MCHI	45.12°E	12.83°S	18 June 2018	—	BB (BH)	20
1T.MTSB	45.08°E	12.68°S	March 2019	—	BB (HH)	28
QM.KNKL	45.10°E	12.96°S	March 2019	—	BB (HH)	29
KA.MOIN	43.24°E	11.77°S	2017	—	BB (HH)	250
KA.SBC	43.30°E	11.65°S	2017	—	BB (HH)	250
KA.CAB	43.34°E	11.75°S	2017	—	BB (HH)	250
KA.DEMB	43.41°E	11.88°S	2017	—	BB (HH)	250
QM.GGLO	47.29°E	11.58°S	March 2019	—	BB (HH)	250
GE.SBV	49.92°E	13.46°S	2009	—	BB (HH)	450
II.ABPO	47.23°E	19.02°S	4 March 2007	—	BB (HH)	700
GE.VOI	46.71°E	22.03°S	2009	—	BB (HH)	1000
G.FOMA	46.98°E	24.98°S	1 September 2008	—	BB (HH)	>1000
GE.KIBK	38.04°E	2.36°S	2011	—	BB (HH)	>1000
II.MSEY	55.48°E	4.67°S	1995	—	BB (HH)	>1000
G.RER	55.74°E	21.17°S	10 Feb 1986	—	BB (HH)	>1000

^aStations come from the following networks: AM: Raspberry Shakes: doi:10.7914/SN/AM; ED: <http://www.edusismo.org/>; G: Geoscope: doi:10.18715/GEOSCOPE.G; GE: GEOFON: doi:10.14470/TR560404; II: Global Seismic Network IRIS-IDA: doi:10.7914/SN/II; KA: Observatoire Volcanologique du Karthala: <http://volcano.ipgp.jussieu.fr/karthala/stationkar.html>; RA: RESIF-RAP french accelerometric network: doi:10.15778/RESIERA, 1T: Temporal seismological network of Mayotte: doi:10.15778/resif.1t2018, QM: Comoros archipelago seismic and volcanic network: doi:10.18715/MAYOTTE.QM.

^bStation types: Acc = accelerometer, BB (HH) broadband 0–100 Hz, BB (BH) broadband (0–50 Hz), RaspB: Raspberry Shakes.

Table 1. List of local and regional stations

3. Data and methods

3.1. Seismic network evolution and data availability

In order to build the catalog for the first ten months of the Mayotte seismic sequence (Figure 3; Table S1), we first estimated the amount of detected seismic events by performing a STA/LTA method on the vertical component of station YTMZ (Figure 4a and Figure S1). Due to the high level of noise in the signals of this continuous strong-motion station, we applied a Butterworth filter between 1.5 and 15 Hz. Then we selected only events with a STA/LTA ratio above 6.0 and a peak-to-peak amplitude of more than 200 counts. Those parameters reduced the detections of non-seismic sources, such as those of the Mayotte background noise, but likely of small seismic events too. Then, we considered two distinct time periods characterized by different monitoring seismic networks.

For the first four months of the sequence from 10 May to 31 August 2018, we completed the initial catalog of Lemoine et al. [2020a]. In addition to the regional stations (Figure 2a) in Madagascar (GE.SBV, II.ABPO, GE.VOI),

Kenya (GE.KIBK), and sparse data from Grande Comore (KA.SBC, KA.CAB, KA.MOIN, Figure 2b), we used additional data from stations located in Seychelles (II.MSEY), La Réunion (G.RER), Madagascar (G.FOMA), and Grande Comore (KA.DEMB). Furthermore, we completed the dataset with GE.SBV signals from May and June 2018, and added missing data from the Grande Comore network (the whole month of May, and short time intervals between June and August 2018). During periods not covered by the GE.SBV station located to the east, we only analyzed events with a well-identified P phase at II.ABPO, to reduce the azimuthal gap. For the local network, since Lemoine et al. [2020a] had integrated MDZA signals only for magnitude $M > 4.0$ events, we enriched the dataset with MDZA signals for smaller events (Figure 2). The local Mayotte network has developed from one to five available stations between May 2018 and February 2019 (see Supplementary Material, Table 1, Figure 2). The picking of the P and S phases was done manually on the continuous signals, using the Seiscomp software [Helmholtz-Centre Potsdam - GFZ German Research Centre for Geosciences and GEMPA GmbH, 2008]. We also checked the previously picked phases from the Lemoine et al. [2020a] catalog and searched for new small events, not previously detected.

From 1 September 2018 to 24 February 2019, events were directly extracted from the database used in Lemoine et al. [2020a] and Bertil et al. [2021], using the stations previously cited. We reviewed and improved the location of more than a hundred earthquakes.

3.2. Absolute locations

Event absolute locations were processed using the HYPO71 algorithm [Lee and Lahr, 1972, Lee, 1975]. The computer version of HYPO71 [Lee and Valdes, 1985] uses P and S time arrivals to estimate hypocenter locations and magnitude (MLv) for local earthquakes. We used a slightly modified version of the 1D five-layer regional velocity model from Lemoine et al. [2020a], with a regional V_p/V_s value of 1.74 (Table 2). More recent local velocity models were proposed based on the seismic data acquired since the installation of OBS around the Mayotte active zone, using lower and local V_p/V_s values [1.66 in Dofal et al., 2021; around 1.6 in Foix et al., 2021, Saurel et al., 2022, Lavayssière et al., 2022]. However, for earthquake locations, the regional model was more suitable with our network configuration, which included stations beyond 200 km of Mayotte, and no OBS above the active zone. Locations were retained if there were at least eight picked phases on a minimum of four seismic stations, including one in Grande Comore and one in Madagascar.

	Depth (km)	V_p (km/s)
Layer 1	0–3	3.5
Layer 2	3–8	5.1
Layer 3	8–15	6.7
Layer 4	15–60	8.1
Layer 5	>60	8.15

V_p/V_s ratio is fixed at 1.74.

Table 2. 1D velocity model used for the location process

We compared our MLv estimates with moment magnitudes (Mw) ranging from 4.8 to 5.9 for the 26 Mayotte events located by GCMT (Global Centroid Moment Tensor Project, <https://www.globalcmt.org>). The magnitude difference (MLv–Mw) varied between -0.1 and $+0.7$, with a mean difference of 0.1. In order to estimate a seismic moment [M0, Aki and Richards, 2002], even for smaller magnitudes ($Mw < 4.8$), we considered at first order that MLv is equivalent to the moment magnitude Mw.

The magnitude of completeness (Mc) evolved with time, as it depended on the quality of the network. Estimated to 3.5 at the onset of the sequence, it slightly increased to 3.7 when the GE.SBV station was down between mid-June and mid-July 2018. Since the improvement of the Mayotte network in September 2018, Mc was estimated to 3.2 (Figure 4c).

We determined b -values by calculating a power law least-square fit to the magnitude-frequency distribution limited to the magnitudes above the estimated M_c [Richter, 1935, Ichimoto and Iida, 1939, Gutenberg and Richter, 1942; Table 3, Figure 4c].

	All data	Proximal cluster	Distal cluster
All phases	1.06	1.60	0.96
Phase 1	0.91	–	0.91
10 May–08 June 2018			
Phase 2	0.91	–	0.91
9 June–7 July 2018			
Phase 3	1.69 ^a	>1.6 ^a	1.64 ^a
8 July–17 August 2018			
Phase 4	1.33	1.49 ^a	1.48 ^a
18 August–30 September 2018		APP = 1.34–1.41	
Phase 5	1.67	not APP = 1.69	
1 October 2018–24 February 2019		1.77	1.07 ^a

^aCalculated with less than 100 events above the magnitude of completeness.

Table 3. b -value as a function of phases and location

3.3. Uncertainties and estimation of the location reliability

The HYPO71 algorithm provided uncertainties for the hypocentral locations [Lee and Valdes, 1985]. The mean uncertainties of the horizontal and vertical locations for the whole catalog were estimated to be 2.3 and 3.2 km, respectively. The mean RMS value was 0.41 s. Because most of the stations of the initial network in Grande Comore and Mayotte were located west of the seismic area, epicentral location accuracies were highly dependent on the signals from the stations GE.SBV to the east, and/or II.ABPO to the southeast (Figure 2a). The average azimuthal gap was 161° with at least one of these stations. The lack of picks in the signals recorded at GE.SBV (Figure 2a) increased the azimuthal gap to 223° (Figure 2f), and uncertainties on earthquake locations along the horizontal and vertical axis up to 4.0 km and 3.8 km, respectively. This was the case mainly for the two periods between 14 June and 14 July 2018 and between 22 and 28 August 2018. Furthermore, the improvement of the Mayotte network with three additional stations at the end of June 2018 (Figure 2d–e) reduced uncertainties by almost 50% on the horizontal axis and by 25% along the vertical axis.

Some calculated uncertainties could be artificially low due to the small number of phases for numerous small earthquakes. Hence, we tested the reliability of our locations and evaluated possible bias within the absolute epicentral positions. To do so, we compared our location procedure performance on a selection of 118 events located using the local OBS and inland stations and a local velocity model [Saurel et al., 2022]. These earthquakes, occurring between May and December 2019, were relocated using different network geometries, corresponding to the network evolution during the period of our catalog (Figure 2 and Figure S2). We used the regional velocity model of this work and the database of P and S pickings [Lemoine et al., 2020a, Bertil et al., 2021]. The results were compared to the well-constrained hypocentral locations of the corresponding events from Saurel et al. [2022] (Figure S2). Despite the challenging geometry of the onshore network, uncertainties are similar for both catalogs, remaining below 5 km along horizontal and vertical axes for most of the events. However, there is a mean horizontal shift of around 4.1 km and 5.5 km westward of our locations for the proximal and distal clusters, respectively, compared to a network including OBS stations above the seismic area, as well as an upward shift of around 4 km of our locations for the proximal cluster [similar results in Aiken et al., 2021].

3.4. Double-difference relocations

To further improve the locations of the events, we used the HypoDD computer program [Waldhauser, 2001], which

is a double difference earthquake location algorithm [Waldhauser and Ellsworth, 2000]: through a least-square procedure, events are relatively relocated by evaluating similarities between pairs of hypocenters. Relocation with HypoDD was applied to the 2395 earthquakes with data at GE.SBV because solutions are unstable without data from this station. HypoDD relocations did not change the absolute positions of the swarms, but improved the locations of the events inside the swarms, significantly decreasing the horizontal (in particular the latitude) and vertical dispersion of the locations. Then, we controlled the HypoDD relocations using the S–P values at YTMZ (Figure 4d). Some events appeared to be located in the distal cluster when they had a low S–P value, or in the proximal cluster when they had a high S–P value. Thus, for those 184 events, we kept the Hypo71 location.

4. The ten first months of the Mayotte seismo volcanic sequence

The resulting catalog extends from 10 May 2018 to 24 February 2019 (Figure 3; Table S1). It contains 2874 localized earthquakes with a mean of 12 P and S phases per event, counting 43000 manually picked P and S phases: 2211 of these events (77% of the catalog) have a HypoDD relocation.

4.1. Before 10 May 2018

No significant seismic activity was reported in the area under study before the onset of the Mayotte seismic sequence, despite the installation of the first stations in Mayotte in 2016 [Bertil et al., 2021]. For confirmation we carefully inspected the seismic records of the stations in Mayotte and the whole region (Figure S2), from 1 January to 10 May 2018: no earthquake with S–P values typical of the Mayotte swarms [between 3.5 and 6.5 s] was identified.

4.2. Two clusters of focused seismic activity, east of Mayotte Island

All the epicenters of our catalog are located between the coasts of Mayotte to 60 km eastward (Figure 3). The epicentral distribution of the seismicity reveals two distinct seismic clusters, spatially separated by an aseismic zone centered around longitude 45.48°E [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Feuillet et al., 2021]. The hypocenter depths range between 0 and 50 km, with 90% of them between 25 and 45 km. Overall, the magnitude (M_{lv}) of the events in our catalog ranges from 2.4 up to 6.0 (Table S1; Figure 4c).

The distal cluster (Figure 3b–e) is located 20 km further east of Petite Terre (Mayotte, Figure 1b), below the eastern N130°E Mayotte volcanic chain [Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022], and nearly extends below Fani Maoré. It is composed of a short 10 km-long E–W segment and a longer 30 km long NW–SE segment. Most of the earthquakes occur between 25 and 45 km depth, however an upward migration on the eastern segment and a more superficial seismicity (above 15 km depth) is visible during the first two months of the sequence (May–June 2018), as well as a deeper swarm in September 2018 centered around 45 km depth.

The proximal cluster (Figure 3a,b,d) is located between 6 and 20 km east of Petite-Terre (Mayotte). It is more circular in shape, centered on 45.4°E, 12.75°S, below the western and shallower part of the Mayotte volcanic chain [Tzevahirtzian et al., 2021, Feuillet et al., 2021]. Most of the seismicity is located between 25 and 45 km depth, however seismic activity is identified between 4 and 24 km at the end of August 2018 (Figure 4c–g).

In addition to their location, these two clusters differ from each other in seismicity (Figure 4). The distal cluster includes the strongest earthquakes, concentrating 45 of the 47 M_{lv} ≥ 5.0 events and more than 80% of the earthquakes above magnitude 4.0. The proximal cluster includes far more small earthquakes. Calculated from the magnitude-frequency distribution [Richter, 1935, Ichimoto and Iida, 1939, Gutenberg and Richter, 1942], *b*-values are also different: whereas the *b*-value of the proximal cluster is 1.60, typical of volcanic environments, the estimated *b*-value of the distal cluster is 0.96, corresponding to a more tectonic context [Figure 4c; Table 3; Chiba and Shimizu, 2018].

4.3. Phase descriptions

Our catalog of the first ten months of the Mayotte seismic sequence with improved locations confirms the previously described clusters and allows a spatio-temporal study of its onset. We identify five distinct phases (Figure 4), based on several criteria, such as the daily number of detected and located earthquakes (Figure 4a,b), the time evolution of the magnitudes (Figure 4c), the S–P value at YTMZ (Figure 4d), the position of the events (longitude, latitude, depth; Figure 4e–g), and the b -value (Figure 4c; Table 3).

4.3.1. Phase 1: 10 May to 8 June 2018

Phase 1 is characterized by the highest seismicity rate of the whole Mayotte seismic sequence, and the occurrence of numerous large earthquakes (Figures 4 and 5). We detect more than 3500 events and locate 950 events that occurred over 30 days within the distal cluster. This corresponds to an average of 32 earthquakes and 110 detections per day, with a few days peaking at 80 events and 300 detections. 80% of the events with $M_{lv} \geq 4.5$ belong to Phase 1 (Figures 4a–c and 6a–c). In addition, most of the large earthquakes of the catalog occur during this phase, including 38 events (out of 47) with $M_{lv} \geq 5.0$, and 7 events (out of 8) with $M_{lv} \geq 5.5$. The maximum M_{lv} magnitude reaches 6.0. The b -value is 0.91 (Figure 4c; Table 3).

Throughout Phase 1, we observe a mean S–P values increase from 5.0 s to 6.0 s (Figures 4d and 6d), coeval with the variations of longitude, latitude and depth (Figures 4e–g, 5, and 6e–g). The epicenters are concentrated within a 190 km² seismic zone, migrating to the east the first week, then southeast the third week, and finally south and upward the last week of Phase 1, i.e., away from Mayotte and closer to the Fani Maoré volcano (Figures 5 and 6).

The hypocenters occur at a wide range of depths (Figures 4g, 5c–e, and 6g), with the majority of them located at a depth ranging between 30 km and 40 km. Throughout Phase 1, all the events are deeper than 20 km, except for about 70 events that have no stable relocation with HypoDD. They are most likely deeper since the hypocenters of events equivalent in magnitude and S–P values on YTMZ, and relocated with HypoDD, are between 30 and 40 km. Hence, we believe that this superficial seismicity is an artifact due to the sparse monitoring network.

During Phase 1, the seismicity is characterized by multiple earthquakes that occur in distinct series, each of a few hours duration. We identify 35 pulses as short sequences of eight or more earthquakes, separated by less than an hour from previous and subsequent earthquakes (Figure 6). Most of these pulses (30) are within Phase 1, on average one per day.

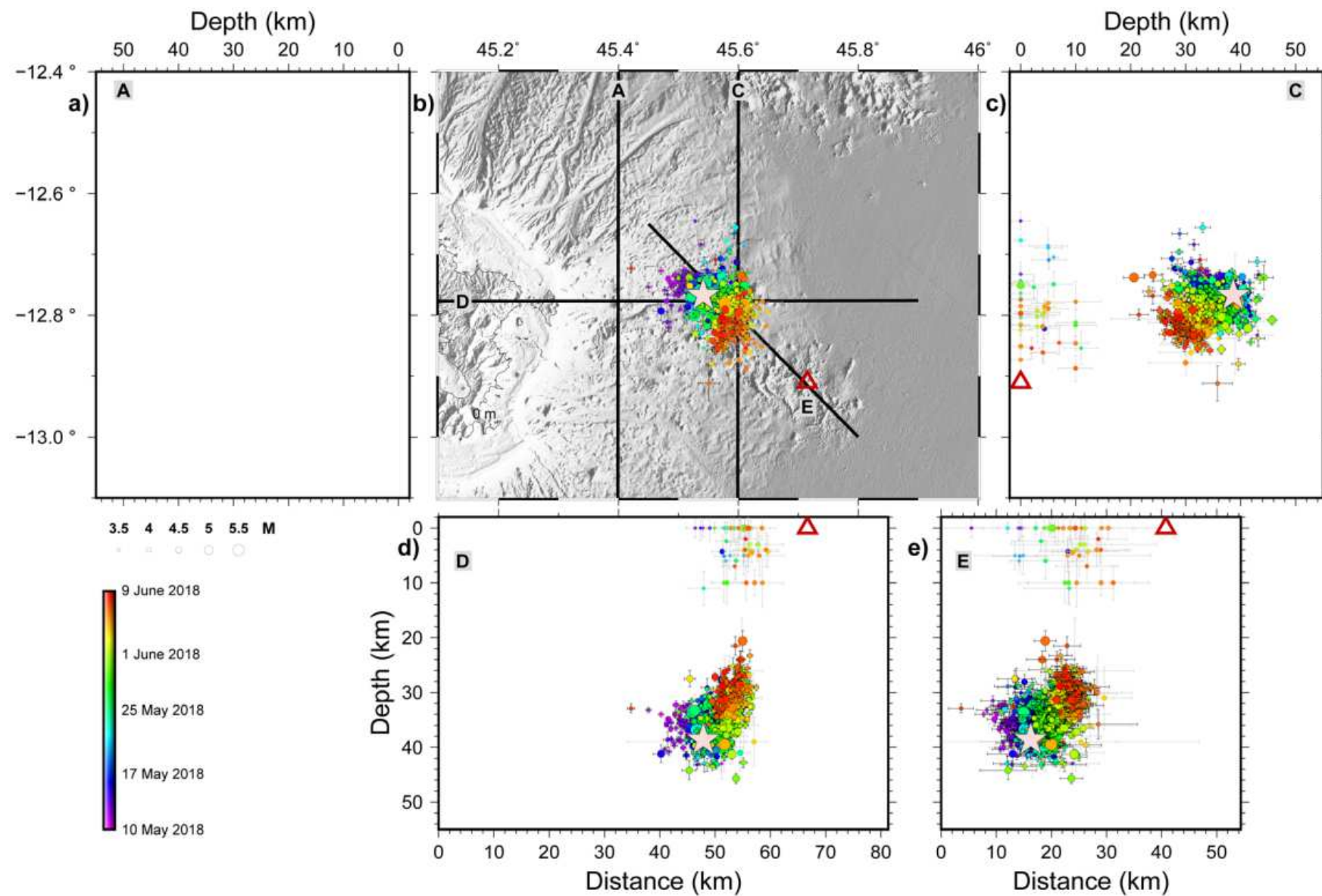


Figure 5. Phase 1 (10 May–8 June 2018) hypocentral locations on map and sections (legend details provided in Figure 3).

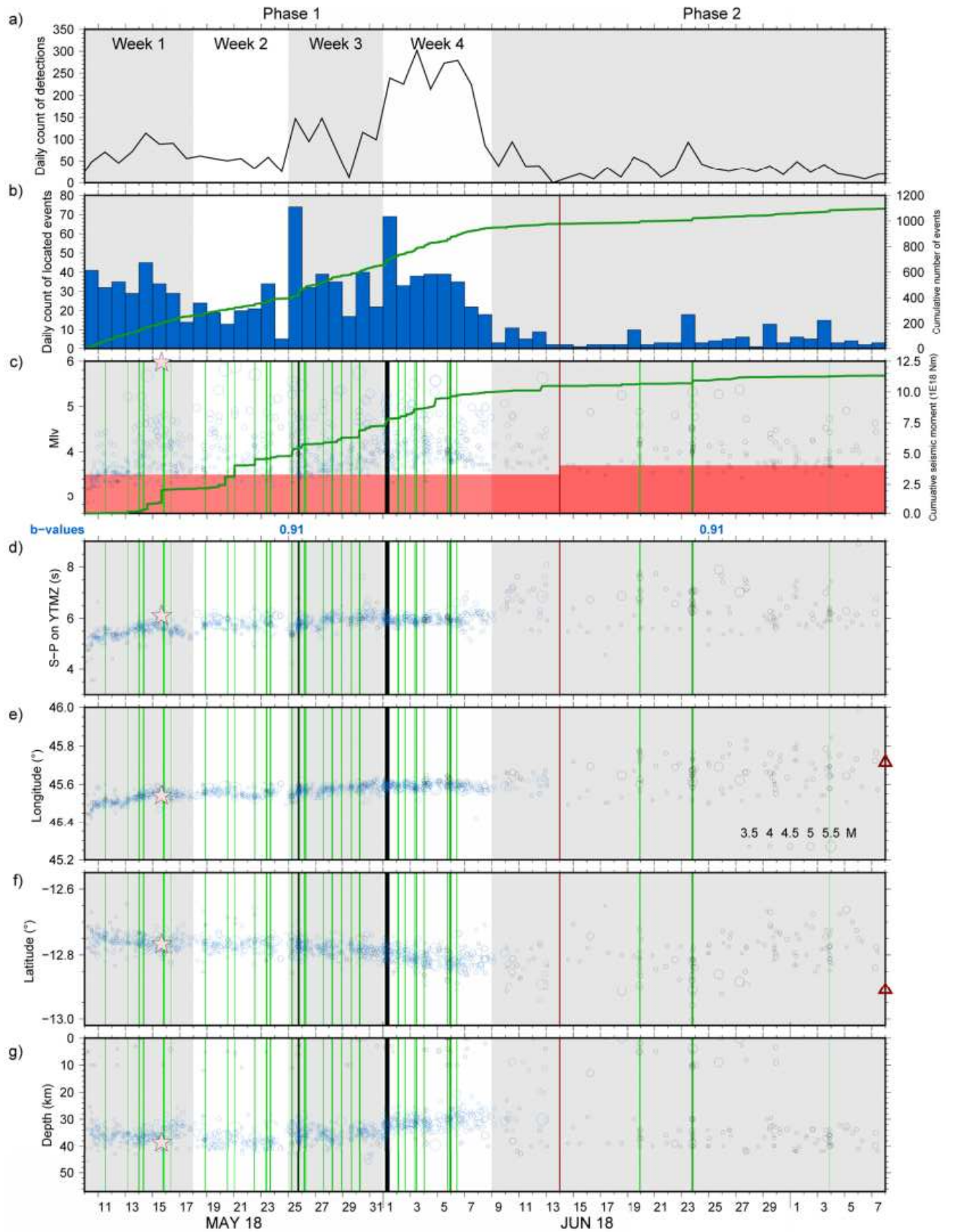


Figure 6. Evolution of seismicity of 2 first phases, from 10 May to 7 July 2018 (legend details provided in Figure 4). Green stripes indicate pulses of 8 earthquakes or more (see Section 4.3.1): darkness of green increases with number of earthquakes.

The evolution of the seismicity during Phase 1 follows four steps:

- During the first week (10–17 May 2018), the 255 located earthquakes migrate eastward. The Mayotte seismicity starts in a small area, 30 km east of Mayotte, 5 km west of longitude 45.5°E and at depths between 30 and 40 km, between the future positions of the proximal and distal clusters (Figures 4e and 6e). This area has never been active since. These earthquakes consist of $M_{lv} < 4.4$ events that rapidly migrate around 5 km eastward on 10 May. Following a M_{lv} 5.2 event on 13 May, they migrate 5 km further eastward, so that most of the seismicity on 14 May is located on average near longitude 45.55°E (Figures 4e, 5, and 6e). The S–P values increase continuously from 5.0 s to 6.0 s, together with the longitude until 17 May. On 15 May at 15:48 UTC, the M_w 5.9 (M_{lv} 6.0) earthquake occurs near the deepest part of the distal cluster, at around 40 km depth, followed by an overall upward migration of 7 ± 1 km until 17 May.
- The second week has a lower activity (18–24 May 2018), with only 140 located events. The seismicity remains focused where it was at the beginning of 15 May, without significant longitudinal or depth changes.
- The third week, an important pulse on 25 May marks the beginning of a 7 ± 1 km migration to the east and south, while the depths range between 30 and 40 km, until 1 June. We locate 260 events within this week.
- The most important pulse, on 1 June, includes 49 earthquakes. Over the next few days (fourth week), until the end of Phase 1, the seismicity goes 10 km south, and upward between depths of 25 and 35 km. With 295 located events and one third of the earthquakes with $M_{lv} \geq 5.0$ of the Mayotte sequence, this week is the most intense of the whole Mayotte sequence (as of November 2022).

4.3.2. Phase 2: 9 June to 7 July 2018

The beginning of Phase 2 on 9 June is marked by an abrupt drop of the seismicity rate from an average of 32 events per day for Phase 1 to an average of 4 events per day, lasting until 7 July 2018 (Figures 4b and 6b). All the events located during this phase are within the distal cluster (Figure 7). Phase 2 contains two thirds of the $M_{lv} \geq 4.5$ events of the catalog that do not occur during Phase 1 (Figure 4c). Seven $M_{lv} \geq 5.0$ events and one up to $M_{lv} = 5.6$ occur, despite an overall decrease in magnitudes (Figures 4c and 6c). The b -value of Phase 2 is equal to 0.91, similar to the b -value of Phase 1 (Figure 4c; Table 3).

Regarding the largest events ($M_{lv} > 4.7$), 83% of them are located in the southeastern part of the distal cluster, i.e., closer to the Fani Maoré volcano, with one half deeper than 30 km and a second half between 0 and 15 km, i.e., shallow depths never found afterwards in the distal cluster. Note that those strong events are more precisely located thanks to the picks on the most distant stations (farther than 800 km, Table 1, Figure 2a). Moreover, even if most of the shallow earthquakes are located with Hypo71 and with more uncertainty due to a less than ideal network configuration, one event is relocated at 8.8 km with HypoDD. Hence, the shallow seismicity is confirmed by HypoDD relocations, as well as by the GCMT international catalog [Dziewonski et al., 1981, Ekström et al., 2012] for the largest events, and full waveform moment tensor inversion and depth phase analysis [Cesca et al., 2020].

Phase 2 is characterized by the largest scattering of seismicity, depicted by the longitude and latitude values, which extends over 45 km and 35 km, respectively. The spatial extent of the activated area is nearly 1600 km² (Figure 4e,f). We note that most of Phase 2 corresponds to the period without data on station GE.SBV (Figure 4), therefore the resulting locations are less constrained during this phase and must be regarded with caution. We cannot decide which of the events located with Hypo71 are well located, considering the sparse locations on the N7 distribution of our reliability test (Figure S2g–h). However, the large range of S–P values (>5.0 s) independent of the location estimates confirms a wider spatial distribution of the hypocentral locations (Figures 4d and 6). More specifically, one feature of Phase 2 is the regular occurrence of seismic events with S–P values on YTMZ station above 6.5 s, and up to 8 s, consistent with locations east of 45.7°E, hence beyond 45 km east of Mayotte (values never found afterwards). Phase 2 includes the easternmost events of the sequence, and a southeastward migration is highlighted by the few earthquakes relocated with HypoDD.

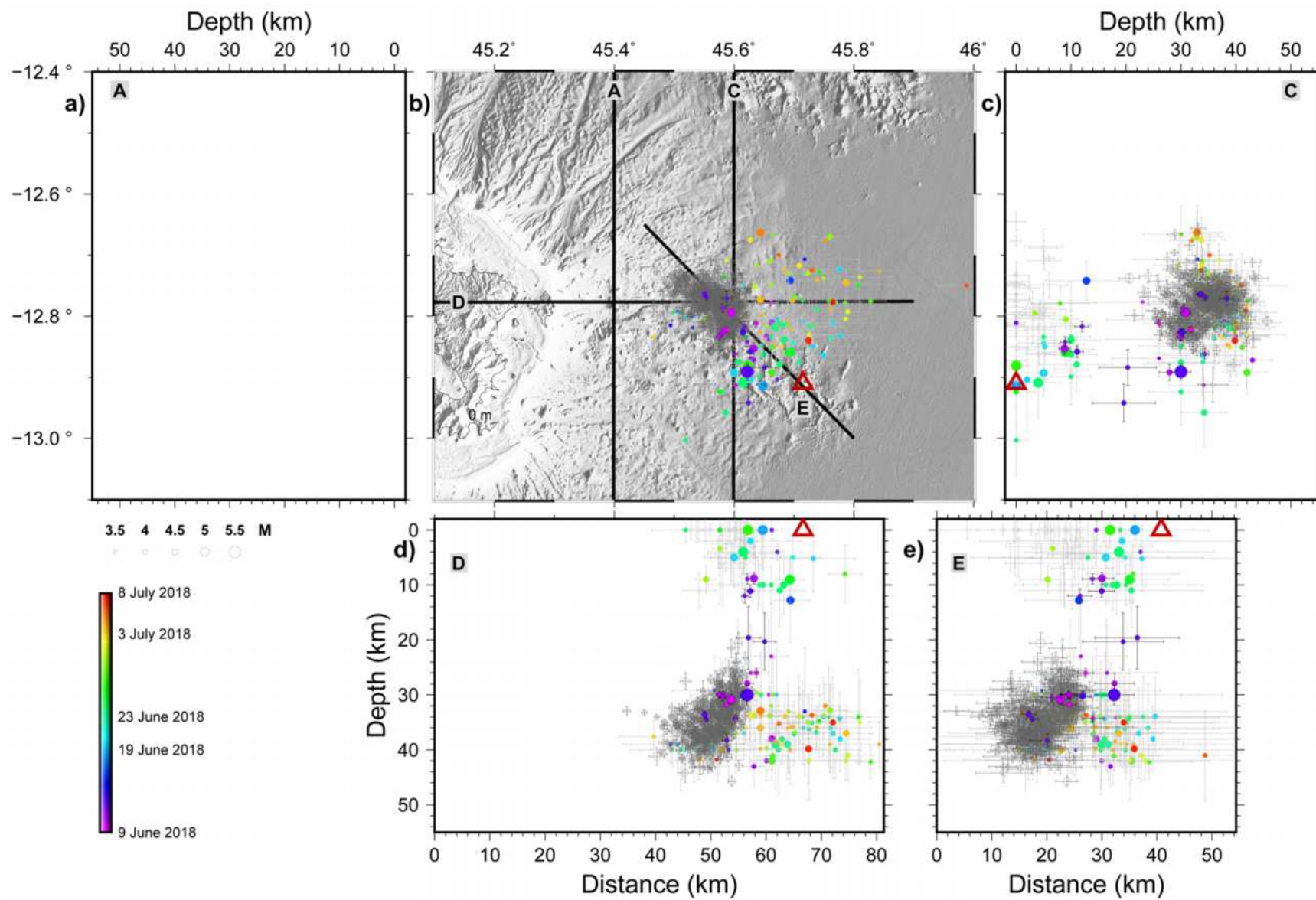


Figure 7. Phase 2 (9 June–7 July 2018) hypocentral locations on map and sections (legend details provided in Figure 3).

At the very beginning of Phase 2, we identify a period without seismicity on 9 June from 04:00 UTC to 22:30 UTC. After this quiet period, the events occur 10 km more east than before this period (Figure 6e). The early seismicity on 10 June is focused on the southeasternmost part of the distal cluster, mainly at depths around 40 km. Phase 2 starts with two consecutive series of successive earthquakes with rapidly increasing S–P values, on 10 and 12 June 2018 (Figure 6).

4.3.3. Phase 3: 8 July to 17 August 2018

From 8 July, the seismicity rate drops and remains at the lowest level over the whole period of the catalog, with an average of two events per day, without any pulse of activity (Figure 4b). Within the magnitude range that goes up to 4.4, only two $M_{lv} > 4.0$ events are recorded during this phase (Figure 4c).

Most of the localized earthquakes of Phase 3 (84%) are located within the distal cluster (Figure 8). However, the seismicity of the southernmost and easternmost parts of the distal cluster is very low. Most of the epicenters are spread between 45.5°E and 45.6°E in longitude, and 12.75°S and 12.9°S in latitude (Figures 4e,f and 8). This area corresponds to the activated zone at the very early stage of the seismic sequence, around 12–13 May 2018, where some events are located during Phase 2 as well (Figures 5, 6, and 7).

Although the activity within the distal cluster is less intense, Phase 3 corresponds to a major change in the whole Mayotte seismic sequence, since a few small-magnitude events with lower S–P values (below 4.0 s) are located west of the longitude 45.46°E, i.e., at less than 15 km from the east Mayotte coast (Figure 4c,d). Those peculiar events are located where the forthcoming seismicity will be concentrated, i.e., the proximal cluster. From 13 July 2018, the proximal cluster becomes active, with its subsequent events scattered through time until mid-August.

The small number of events during Phase 3, merely 86, prevents an accurate estimate of the b value, but we estimate that it is larger than 1.6, taking into account the seismicity of both clusters. This suggests a drastic change compared to the previous phases.

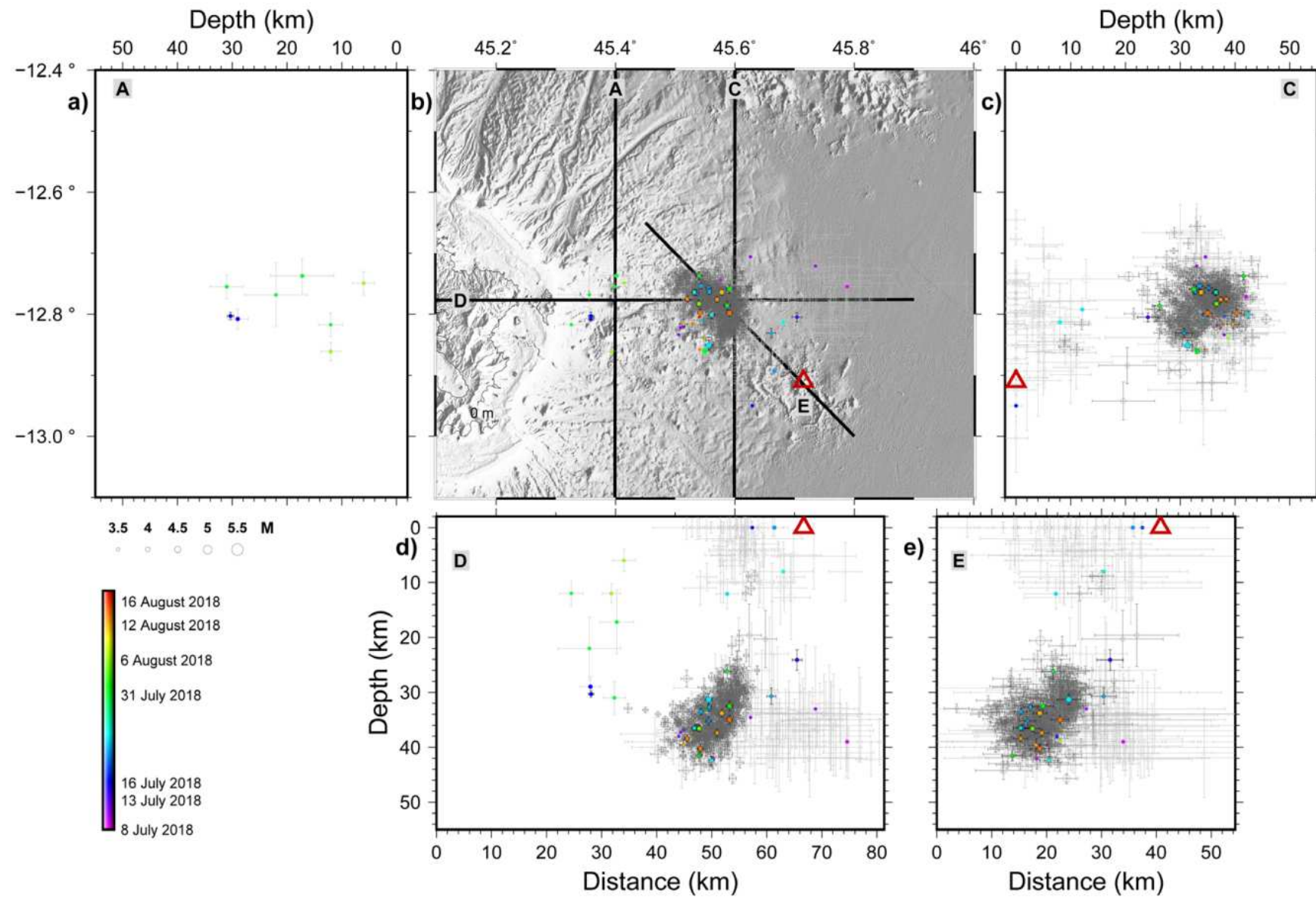


Figure 8. Phase 3 (8 July–17 August 2018) hypocentral locations on map and sections (legend details provided in Figure 3).

4.3.4. Phase 4: 18 August to 30 September 2018

Phase 4 is characterized by a new increase in the seismicity rate, averaging 75 detections and 6 located events per day, including 35 events with a magnitude between 4.0 and 4.8. The seismic activity resumes with successive pulses of seismicity alternately affecting each cluster (Figure 4d). Similar to Phase 3, the b -value of 1.5 of each cluster during Phase 4 confirms that the dynamic differs from the first two phases. Overall, the ratio of “strong to moderate” events ($M_{lv} > 4.5$ events relative to $M_{lv} > 3.5$ events) is two times lower than during Phases 1 and 2. Most of the events are still located within the distal cluster (60%) with events of higher magnitude on average.

Two periods are of special interest: the end of August and most of the month of September (Figure 4a,b):

- A peculiar seismic activity occurs between 22 August and 6 September 2018, within the proximal cluster, different from its usual and subsequent activity. This 15-day period, the August Proximal Peak (APP), is a series of 62 events identified as distinct from the other proximal and distal events, with S–P values on the YTMZ station of mainly around 3.7 s, and below 4.1 s (Figure 4d). This includes a group of 31 events with S–P values between 3.5 and 4.0 s, forming the pulse of activity on 26 August 2018, the climax of APP. Notably, it corresponds to the maximum of detections on our STA/LTA approach over the whole Mayotte sequence (Figure S1). This is the only example in our catalog of a daily rate above 30 events within the proximal cluster, and the first time where seismicity is mainly located within this cluster in our catalog. The APP events are thus unique, as the depth of many of them range between 0 and 23 km (Figures 4g and 9), while the large majority of the other earthquakes in the proximal cluster are located below 20 km.
- A period of intense seismicity in the distal cluster starts on 11 September. It reaches 100 events between 16 and 30 September, up to 4.7 in magnitude, including 22 $M_{lv} > 4.0$ earthquakes, more than one per day on average. The peak of activity is on 17 September, with all events located within the same area as the Phase 3 distal seismicity, but at a lower depth, around 45 km on average (Figures 4g, 8, and 9). This is the last peak of activity in the distal cluster until October 2022. Since the end of September 2018, the daily seismicity rate remains below one located event per day within the distal cluster [Bertil et al., 2019a, Lemoine et al., 2020a, REVOSIMA, 2021, Saurel et al., 2022].

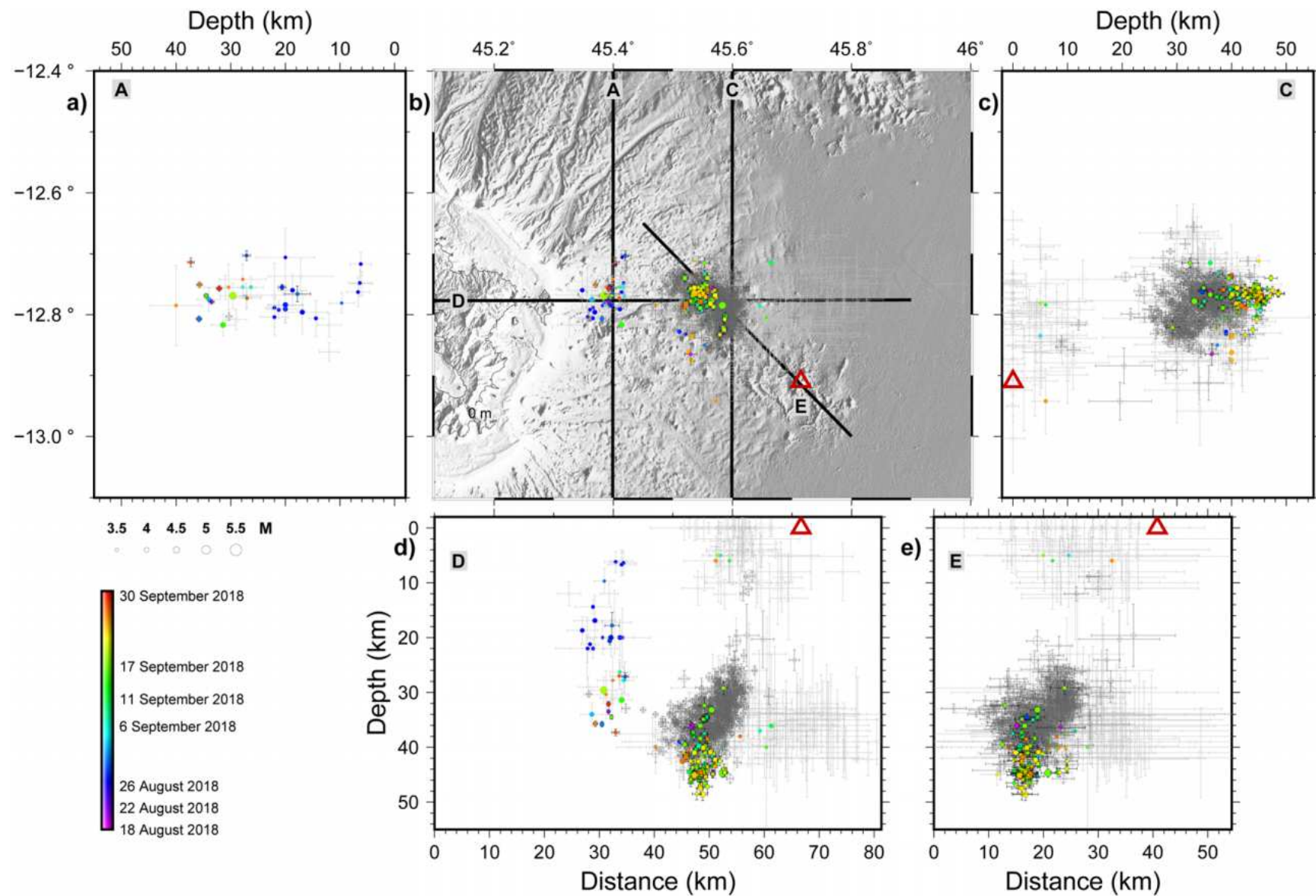


Figure 9. Phase 4 (18 August to 30 September 2018) hypocentral locations on map and sections (legend details provided in Figure 3).

4.3.5. Phase 5: 1 October 2018 to 24 February 2019

Phase 5 is defined by the fading of the previously predominant activity within the distal cluster, coeval with a significant increase of seismicity in the proximal cluster during the first three months of Phase 5, which then slowly decreases until February 2019 (Figures 4b and 10; see also Figure S1). Over this five month phase, 1070 earthquakes are located, corresponding to a maximum of 200 detections and 20 located events per day at the climax of activity (December 2018).

Less than 50 events are located within the distal cluster, with magnitude up to 5.0. We note that the hypocenters are at the same depth (~40 km) than the distal cluster events recorded during Phases 3 and 4. A b -value of 1.1 is estimated from those events.

The seismic activity within the proximal cluster corresponds to more than 1000 located events, with 5 to 25 events per day (Figures 4d and 10), and with lower magnitudes in general (93% of them with $M_{lv} < 4.0$), as part of the proximal cluster (Figures 4c and 10). The epicenters belonging to the proximal cluster during Phase 5 are distributed over a $25 \times 20 \text{ km}^2$ area (Figures 4e,f and 10). The depth of most of them ranges between 20 km and 45 km (Figures 4g and 10). Overall, the events of the proximal cluster are shallower than the distal cluster events. An interesting feature of the proximal cluster is the widening of the depth range over Phase 5, from $36 \pm 2 \text{ km}$ at the beginning of October 2018 to $36 \pm 6 \text{ km}$ at the end of February 2019, together with longitude values focused around 45.4°E in longitude (Figure 4g). A b -value of 1.77 is estimated from the events within the proximal cluster during Phase 5.

The observed seismicity distribution (i.e., frequent low magnitude events in the proximal cluster, decreasing proximal activity from April 2019, less frequent but more intense earthquakes in the distal cluster) is observed until the beginning of 2022 [Lemoine et al., 2020a, REVOSIMA, 2021, Lavayssière et al., 2022, Saurel et al., 2022].

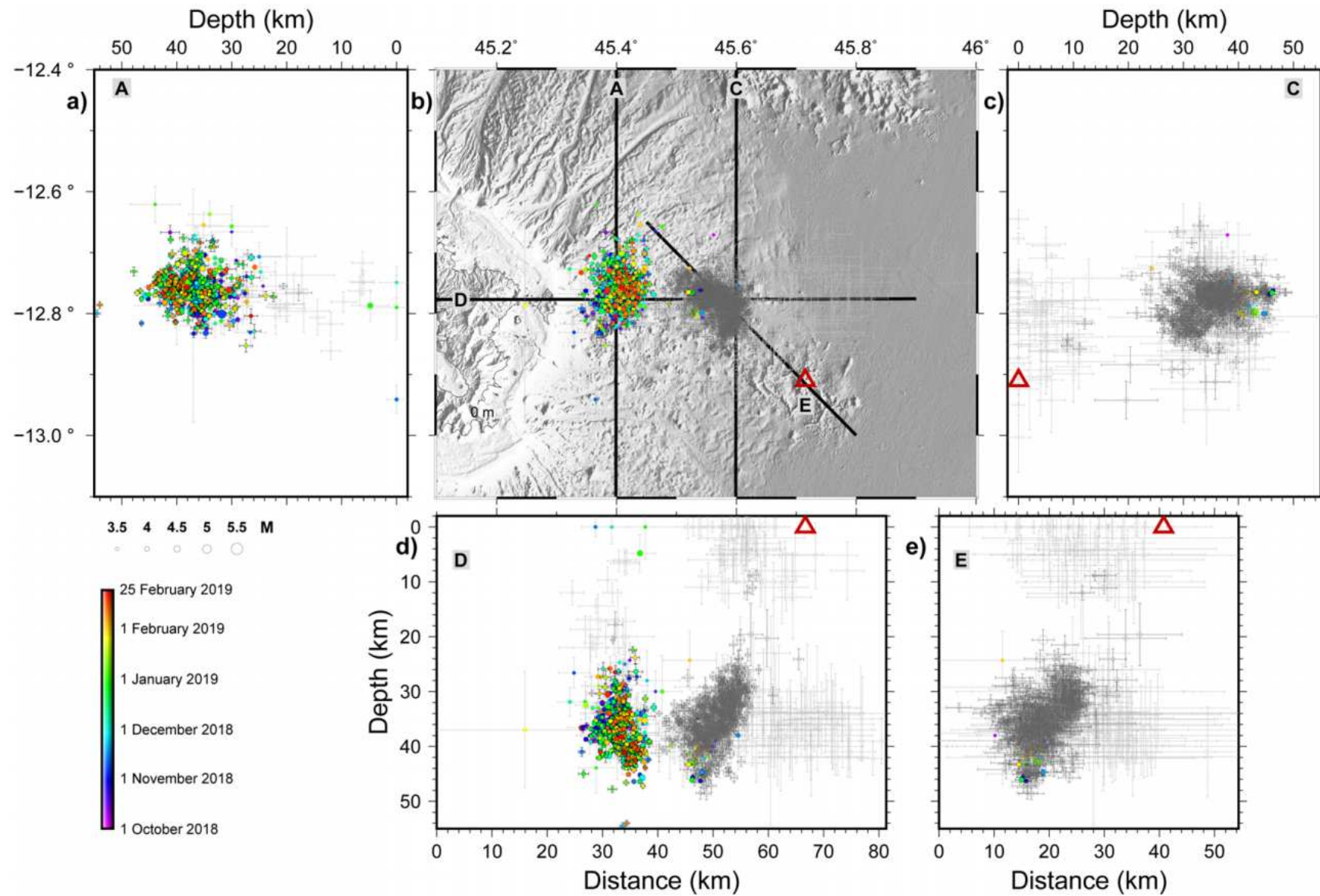


Figure 10. Phase 5 (1 October 2018–24 February 2019) hypocentral locations on map and sections (legend details provided in Figure 3).

5. Discussion

5.1. Assessment of data quality

We build a catalog of seismicity for the first ten months of the sequence, despite the network weaknesses, i.e., the small number of stations and the large azimuthal gap for most of the event locations (Figure 2). The manual identification of new P and S phases from additional local and regional stations lowers the magnitude of completeness to a range from 3.2 to 3.7, depending on the network evolution over the first ten months of the sequence. With 2874 located events, our catalog includes 1.5 times more events than the VT catalog from Cesca et al. [2020] which used only YTMZ local stations (1882 events located at fixed 20 km depth), and 2.9 times more events than the catalog of Lemoine et al. [2020a] which used both local and regional stations (1004 events). The additional P and S wave picks integrated to our location procedure decrease the average hypocentral uncertainties to 2.4 km horizontally and 3.6 km vertically, compared to uncertainties as high as 10 km horizontally and vertically in the previous catalog covering the same period [Lemoine et al., 2020a]. These uncertainties are less than 1 km for the 2211 relative locations (77% of the catalog) (see Section 3.4; Figure 3).

The depth of our locations may be compared to those of Saurel et al. [2022] who use a local OBS network. Regarding the hypocentral depths, our locations within the proximal cluster appear to be 3.7 km shallower than theirs, while the depth differences between the locations belonging to the distal cluster are lower than the 2 km vertical uncertainties of Saurel et al. [2022]. Regarding the epicentral locations, we note that the locations of our catalog for the proximal and distal clusters are on average 4.1 and 5.5 km westward respectively, from those of Saurel et al. [2022], while the location differences in latitude for both clusters are lower than the 2.5 km horizontal uncertainties of Saurel et al. [2022].

The reliability of the hypocenters highly depends on the seismic network distribution, which significantly evolved over the 2018–2019 period (Figure 2), with various network configurations including the GE.SBV data (Figure S2a–c) and one, four or five stations on Mayotte (Figure S2). In all cases, the two clusters remain clearly separated by 5 km. We show that the evolution from one to five stations on Mayotte island does not significantly improve the locations, as suggested by the results of our tests using the N1, N2 and N3 network distributions (Figure S2), whereas data from GE.SBV is crucial for preventing misplaced earthquakes at shallow depth and for clearly distinguishing both clusters laterally (Figure 2f, Figure S2d). Therefore, in light of these results, we consider the locations of our catalog reliable for the periods that include the data from GE.SBV. For periods when data from GE.SBV were not available (Phase 2 and the beginnings of Phase 3 and Phase 4), the results should be analyzed more carefully (Figures 4, 6, 7, 9, and Figure S2), particularly for seismicity upward migration and the lack of events a few km west from Fani Maoré during Phase 2 (Figure 7d). However, the shallower depth (above 25 km) of the events and the southeastward migration of the seismicity (Figures 3, 6, and 7) is confirmed by the evolution of the S–P values at YTMZ station (Figure 6d). Moreover, the shallowness of the seismicity during Phase 2 is documented from various catalogs using distinct methods and data sets [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Bertil et al., 2021, Feuillet et al., 2021].

5.2. Chronology of the Mayotte seismo-volcanic sequence

With the reliability of our catalog, we refine the spatio-temporal variation of seismicity at the beginning of the Mayotte activity (Figures 4 and 11). In the unrest phase of an eruptive context, the seismo volcanic event migration highlights the magma propagation into the crust and to the surface, as observed in other volcanic areas such as the El Hierro, Canaries [Martí et al., 2013] or the Bárðarbunga, Iceland [Ágústsdóttir et al., 2019].

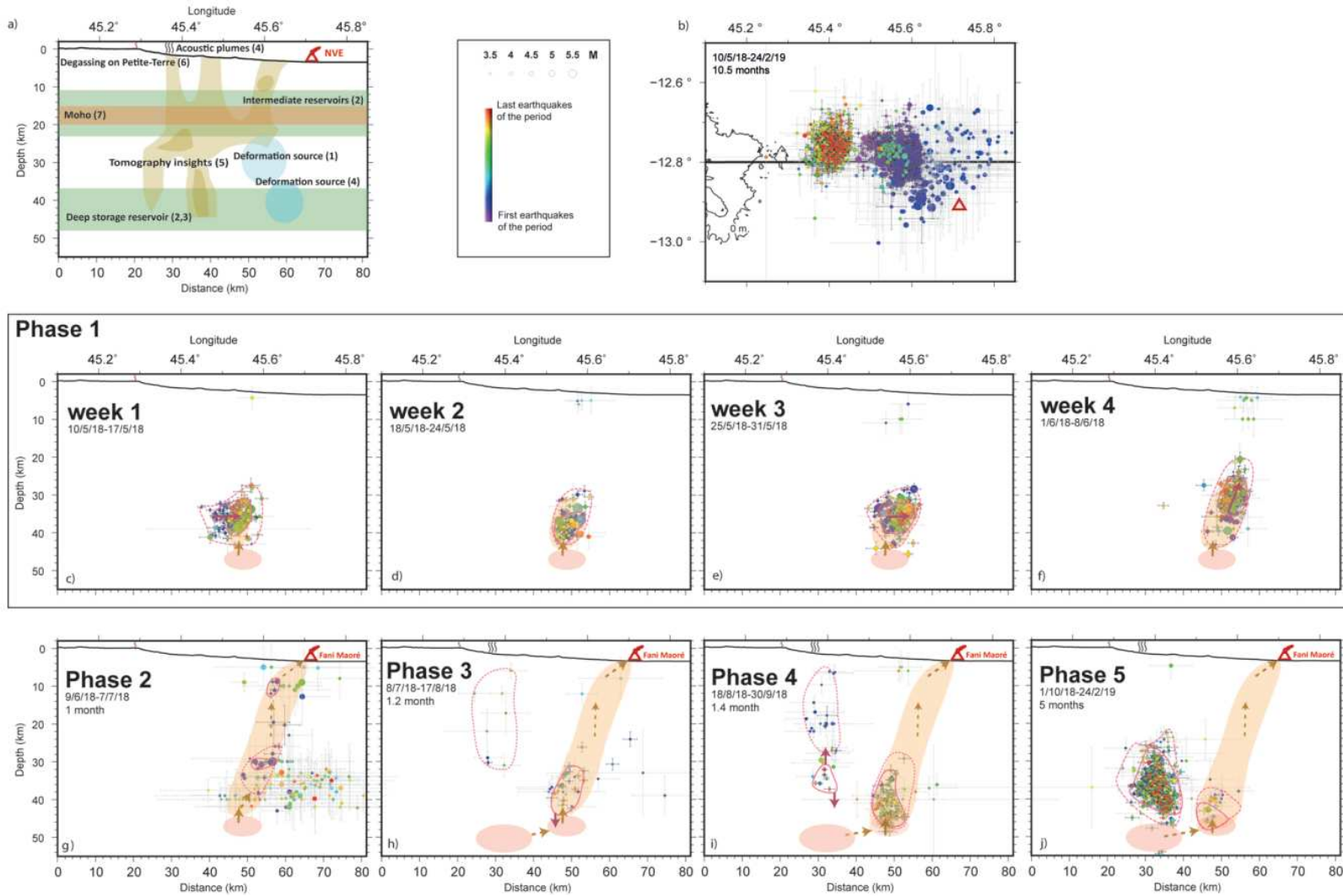


Figure 11. Summary eruptive scenario. (a) Synthesis of inferred lithospheric volcanic structures east of Mayotte from previously published studies, with references. (b) Map of the seismicity over the whole period of study. (c–f) Four steps of phase 1. (g–j) Phases 2, 3, 4 and 5. Orange shading highlights inferred extent of magma paths, pink shading are hypothetical reservoirs. Pink lines circle seismically active areas, dashed contour includes most events, continuous contour around denser subset and best-located events. Pink arrows indicate the migration of seismicity, orange arrows indicate inferred direction of magma propagation. Rainbow purple to red color of seismicity is the relative sequence of events for each time window (from blue to red). Black and grey error bars are similar to Figure 3.

5.2.1. The onset of Mayotte seismic sequence (first week of Phase 1: 10–17 May 2018)

Further analysis of the data in this study confirms a significant lack of seismic activity or surface deformation signal in Mayotte before 10 May 2018, from geodetic and seismic data, respectively (Figure S1). The sequence corresponds to a swarm-like seismicity showing several phases of event migration and pulses of activity encompassing moderate magnitude events (Figures 6, 11b). There is no initial and major shock: the biggest earthquake occurs on 15 May, five days after the beginning of the sequence.

In our catalog, the first detected events ($M_{lv} < 4$) occur on 10 May 2018 and are located between the two clusters that are subsequently identified, around 45.45°E and at 30–40 km depth (Figure 5), without any earthquakes being recorded in the following four years of activity. During the two first days, the seismicity rapidly moves to the east (up to 45.5°E) and spreads over a depth range of 30–40 km.

On the one hand, the sudden magmatic activity could be induced by static or dynamic stresses. Several studies such as Feuillet et al. [2006] showed that the destabilization of a deep magma reservoir may be triggered by tectonic transient loading, i.e., by stress induced by the occurrence of one or more earthquakes. The dynamic stresses associated with the seismic waves going through the magma body can also explain the pressure change within the magma reservoir [Walter et al., 2007]. On the other hand, the sudden magmatic activity may be induced by the feeding of the reservoir from a deeper level. Regarding the Mayotte sequence, stresses deduced from focal mechanisms of the 2018-seismic crisis are very consistent with stresses deduced from the regional seismicity before 2018 [Famin et al., 2020], implying that the 2018 earthquakes are in coherency with regional, tectonic stresses. Petrological studies support the tectonic triggering hypothesis [Berthod et al., 2021a]. The seismicity of the first days, confined between the two subsequent clusters, would have initiated the destabilization and damping of the reservoir. The seismic sequence that follows may have resulted from the stress induced by magma injection within the lithosphere and volume change in the reservoir and the conduits.

5.2.2. The distal cluster: progressive shallowing of the seismicity, in four steps (Phase 1: 10 May–8 June 2018)

As shown above, the outbreak of Mayotte seismicity is not a continuous sequence of earthquakes. During the one-month long Phase 1, the events cluster during short periods, lasting from half an hour up to eight hours, with a few dispersed events in between (Figure 6). We distinguish four ~week-long steps (Figures 6 and 11b–e). During the first week (10–17 May 2018), the seismicity takes place between the subsequent location of the two clusters. It migrates to the east, while remaining at around the same depths (between 37 and 40 km), and reaches the later location of the distal cluster (currently active). This first week is marked by the occurrence of the largest shock of the sequence. This initial sequence may highlight the overpressure associated with magma injection at depth from the deep reservoir (Figure 11b). During the second week (18–24 May 2018), the earlier earthquakes, including large $M_{lv} > 5.0$ shocks, occur at a similar latitude and depth, with small variations along the longitude axis. We propose that during this week the stress may have accumulated locally, with strong earthquakes (Figure 11c). Modeling of the GNSS data with strike slip faulting only suggests fracturing of the crust and magma intrusion between the middle and end of May 2018 [Lemoine et al., 2020a]. The migration of earthquakes along the E–W direction during the first two weeks of the sequence could highlight the spatial evolution of the propagation front of the magma filled fractures as observed in more shallow crustal levels along active rifts [Grandin et al., 2011]. Following Cesca et al. [2020] and Feuillet et al. [2021], we suggest that the western part of the active area corresponds to the injection point of magma into the surrounding lithosphere, magma that was previously stored in the deep magma reservoir. This segment of the distal cluster remains active (In October 2022), forming the western, nearly E–W oriented part of the distal cluster [Jacques et al., 2019, Hoste-Colomer et al., 2020, REVOSIMA, 2021, Lavayssière et al., 2022].

Then the intense activity on 25 May, and the seismic climax on 1 June, with dozens of seismic events within three to eight hours, highlight major direction changes in the pathway to the surface. The earthquakes migrate to the southeast from 25 May, and to the south and at a shallower depth (40 to 25 km) from 1 June, which supports the view that seismicity on the eastern segment is associated with the eruptive process of Fani Maoré [Figures 3–7,

and 11, Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Bertil et al., 2021]. Remarkably, there is no seismicity further southeast of the location of Fani Maoré, which suggests that most of the sequence is related to the same magmatic plumbing system. This observation is consistent with the seismo-magmatic crustal episode that occurred along the western Aden ridge, where the dyking-related earthquakes showing a lateral migration affect only one second-order spreading segment of the ridge, with no sign of activity within the adjacent *en-échelon* segments [Ahmed et al., 2016]. We interpret the occurrence of several large seismic events (above magnitude 5.0) in 25 May and 1 June, followed by the direction changes in the migration of the seismicity (Figures 5, 6, and 11d,e), as the ruptures of barriers preventing the magma circulation, as described for example in the 2008 Kasatochi eruption, Alaska [Ruppert et al., 2011].

During Phase 1, the southeastward migration of the seismicity along a lateral distance of 20 km follows the SE-trending regional volcano-tectonic structures: the Jumelles, the Mayotte offshore volcanic chain, and the Mwezi volcanic field [Tze vahirtzian et al., 2021, Thinon et al., 2022]. This suggests that the direction of the magma propagation from the deep magma reservoir at 40 km depth is mostly driven by the regional tectonic stress field with NW–SE and SW–NE-trending maximum and minimum horizontal stresses, respectively [Famin et al., 2020, Lemoine et al., 2020a, Thinon et al., 2022].

5.2.3. The distal cluster: progress of the seismicity from depth towards the seafloor eruption (Phase 2: 9 June–7 July 2018)

During Phase 2, the distal cluster is divided into two distinct active areas: a shallow part, interpreted as ruptures that witness the upward magma circulation reaching the surface, and a deep part between 35 km and 40 km.

We interpret this large deep magnitude seismicity between 14 June and 14 July 2018 to be due to the readjustment of stress above the reservoir due to magma withdrawal and its intrusion in the surrounding lithosphere. In other volcanic contexts, usually at shallower depth, events of magnitude above 5.0 are rare and related to large quantities of material from underlying reservoirs being quickly withdrawn, as described in the strongest eruptions of the last decades for instance [Okada, 1983, Mori et al., 1996]. The lateral distribution of the hypocenters and the range of S–P values confirm the large extent of the plumbing system (30×30 km).

This seismicity that affects the upper mantle and the crust is interpreted as ruptures associated with the upward magma migration and potentially with the opening of the magma vertical pathways to the surface. Based on the relocations included in our catalog, this seismicity disappears at the end of June 2018. Therefore, the lack of relocated earthquakes above 25 km within the distal cluster suggests that most of the magma ascent from ~25 km up to the surface occurs aseismically from July 2018. In other active volcanic systems, similar observations have been made, where the remaining shallow seismicity remains low once the conduits to the surface are formed and the eruption is set [Roman and Cashman, 2018, and references therein], except during collapse events of the edifice, which has yet to be observed.

Considering that the beginning of the surface deformation signal (related to the magma ascent) is observed since 30 May 2018 [Phase C in Lemoine et al., 2020a], we thus suggest, following Berthod et al. (2020a), that the feeding of the newly formed conduits begins at the very start of the seismic sequence, as early as mid-May 2018. The constant *b* values (0.91, Figure 4c) over *b*-values of both Phases 1 and 2 (10 May–7 July 2018) suggest that the properties of the surrounding rocks are similar during these first two phases [Schorlemmer et al., 2005]. By contrast, Phase 3 is characterized by a higher *b*-value (1.6), which is usually observed in volcanic contexts [e.g., Wiemer and McNutt, 1997, Chiba and Shimizu, 2018, and references therein], confirming the start of the submarine eruption between Phase 2 and Phase 3. Inland surface deformation measured using GNSS data and associated with the deflation of this deep reservoir begins between 28 June and 3 July 2018 [Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a]. This suggests that the magma pathways up to the surface are established at this time, thus the eruption may have started earlier. From our catalog, the start of the submarine eruption appears to be between 17 and 27 June 2018, when the seismicity reaches the surface (Figures 4g, 6g, and 7). This is consistent with the observed diffusion in zoned olivine crystals [Berthod et al., 2021a], which is interpreted as syn-eruptive magma transfer from the deep mantle reservoir, and implies migrations of 25 km east and 10 km south, and upward vertical

migration of 40 km in less than seven weeks from the estimated reservoir location. This corresponds to a vertical migration rate of 0.01 to 0.02 m·s⁻¹ in June, hence a relatively fast magma ascent speed [Cassidy et al., 2015]. This is also among the longest migrations of magma ever monitored and documented during an eruption, with only a few, such as the Pinatubo eruption in 1991, having earthquakes extending laterally for 20 km and from 25 km depth [Mori et al., 1996], or the Bárðarbunga eruption in 2014, occurring at the tip of a 48 km long dyke developed over 13 days, between 0 and 10 km depth [Ágústsdóttir et al., 2016].

5.2.4. Onset of the proximal cluster (Phase 3: 8 July–17 August 2018)

Unlike the distal cluster, the seismicity within the proximal cluster starts progressively. The two first events, with an S–P value of ~4.3–4.4 s, are recorded mid-July 2018. Notably this seismicity only starts soon after the beginning of the seafloor eruption, suggesting a relation between the loss of magma volume in the reservoir and the occurrence of the proximal earthquakes. The seismicity of the proximal cluster is interpreted as a subsiding piston-like structure above a depressed magma chamber [Hoste-Colomer et al., 2020, Jacques et al., 2020, Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022]. A complex caldeira-like structure is proposed by seafloor observations above the location of the proximal cluster, with evidence of past eruptive episodes [Berthod et al., 2021a, Feuillet et al., 2021, REVOSIMA, 2021, Puzenat et al., 2022].

The *b*-value estimated from the earthquakes within the proximal cluster (1.6) is higher than in the distal cluster and could indicate a larger amount of fluids within the lithospheric column than for the distal cluster. The identification of potential intermediate reservoirs at 25–30 km depth from petrological and seismic data supports this hypothesis [Figure 11, Berthod et al., 2021a,b, Foix et al., 2021]. Likewise, the VLP events reported during the Mayotte eruption that started mid-June 2018, despite their hardly constrained depth, are located within the proximal cluster area, most likely above the proximal events [Satriano et al., 2019, Laurent et al., 2021]. Those Mayotte VLP events are unique to this area with analogs only found in Polynesia [Talandier et al., 2016, Poli et al., 2019].

5.2.5. The August Proximal Peak (beginning of Phase 4: 22 August–6 September 2018)

The APP is located in the area of the proximal cluster, but at a shallower depth (Figures 4 and 9), above what will become the most active area of the proximal cluster [Jacques et al., 2020, Lavayssière et al., 2022]. We may describe it as a third cluster, because its specific characteristics (S–P values on YTMZ, depths, seismicity rate, number of detected events) are different from the past and future proximal cluster dynamics. It occurs shortly after the start of the proximal cluster and after the start of the Fani Maoré eruption. Since May 2019, one year after the onset of the Mayotte seismic sequence, we note that successive MAYOBS cruises have reported hundreds of meters-high, persisting acoustic plumes on top of the caldeira-like edifice on the seafloor above the proximal cluster [Cathalot et al., 2019, Rinnert et al., 2019, Feuillet et al., 2021, REVOSIMA, 2021, Scalabrin et al., 2021, Puzenat et al., 2022]. The beginning of the proximal activity at depth might have destabilized mushes inferred from petrological data around 20 km depth [Berthod et al., 2021a]. We suggest that the APP corresponds to a phase of activation of this area up to the surface, associated with the setting or a renewal of the acoustic plumes above the proximal cluster. As almost continuous gas emissions have been monitored on Petite Terre since 1990 [Sanjuan et al., 2008, Liuzzo et al., 2021, Cadeau et al., 2022], the acoustic plumes might have started before 2018. The APP could mark an enhancement of acoustic plume activity. The depths of the events from 22 to 29 August 2018 range between 0 and 25 km, whereas below Fani Maoré the upward seismic migration on a similar distance takes more than twice this time, associated with larger releases of seismic energy. Because of the low magnitudes, we suggest that the APP occurs in a pre-existing damaged zone, which is still active in October 2022 [REVOSIMA, 2021].

Finally, considering the 5.0 ± 0.3 km³ Fani Maoré built up between the end of June 2018 and May 2019, the calculated average eruptive rate of 200 m³/s corresponds to one km³ of erupted material over two months by the end of August. The APP and the following proximal activity could have occurred in response to this already important withdrawal of a large magma volume from a complex plumbing system.

5.2.6. The distal September 2018 seismicity: opening of a new, deep feeding conduit?

A renewal of the distal cluster activity occurs from 3 September 2018, right after the APP, with magnitudes up to

4.8. This reactivation is centered around 45 km depth, i.e., below the previous seismically active area (Figures 4, 9). We identify a pulse of activity on 17 September, whose events are within a wider range of depths, between 35 and 50 km, followed by a higher seismicity rate until the end of the month, yet lower than the May and June seismicity rates (Figure 4). There is also an increase of displacement rate within the GNSS data around 8 October 2018. We consequently suppose that a new feeding way may be built in September 2018, allowing a faster withdrawal of magma from a deeper part of the plumbing system. Such downward propagation of swarm-like seismicity, due to decompression of magma reservoirs, has already been observed within the Eyjafjallajökull complex plumbing system, in Iceland [Tarasewicz et al., 2012].

Taking into account the spatial evolution of the hypocenters within the distal cluster, the top of the destabilizing reservoir complex should be located west of 45.5°E and south of 12.75°S, and deeper than 40 km, assuming that the initial seismic activity started above it (Figure 11). This is located below the deflating source in the deformation model proposed by Lemoine et al. [2020a], but is in agreement with the deformation source proposed by Feuillet et al. [2021], the petrological constraints of Berthod et al. [2021a], the tomography studies [Foix et al., 2021], and the previous conceptual models [Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022] (Figure 11a).

5.3. Relations between the seismic clusters and the magmatic plumbing system

5.3.1. Development of the proximal cluster, link with the Fani Maoré eruption

The seismicity rate on the proximal cluster remains low until October 2018 (the end of the September distal episode), while the GNSS velocities remain constant [Figure S1; Briole, 2018]. At this point, the proximal cluster progressively becomes predominant. The number of detected events increases until the end of December 2018, as does the effusive rate deduced from GNSS data [Lemoine et al., 2020a]. Then, from the end of 2018, the eruptive rate slowly decreases, as does the seismicity rate within the proximal cluster. We observe that the proximal seismicity rate roughly follows the eruptive rate, suggesting that the seismicity of the proximal cluster is linked to the eruption process, at least in the period covered by this study. The later decreasing eruptive activity, along with the decreasing proximal seismicity rate [Rinnert et al., 2019, REVOSIMA, 2021], tend to show that this proximal seismo-volcanic link continues after March 2019.

The proximal events are focused initially around 36 ± 4 km depth. During the following months, the depth range widens (95% of the depth values between 20 km and 50 km, Figure 4g). The majority of the events are 30 km to 45 km deep, meaning that the damaging of a sub-vertical, likely inherited system, propagates slightly downward from the initial active area, consistent with the idea of an underlying collapse [suggested in Hoste-Colomer et al., 2020, Jacques et al., 2020, Lavayssière et al., 2022]. This may favor the circulation of fluids, which would explain the link between the magma drainage and the acoustic plume activity [e.g., Jacques et al., 2020].

The shape of the proximal cluster during Phase 5 tends to show that its seismicity until March 2019 is mainly located on its eastern half [which is the most active part of this swarm during the following years: e.g., Lavayssière et al., 2022, Saurel et al., 2022].

5.3.2. On the link between the two clusters and the dynamic of the feeding system

Before the proximal cluster becomes intensely active during Phase 5, we observe during Phase 4 that when the activity of one swarm increases, the activity of the other decreases (Figure 4). The distal seismicity lowers during the APP, and then when it increases during the September episode, the proximal activity decreases. Finally, when the proximal cluster becomes predominant within Phase 5, the distal seismicity lessens. We do not identify a direct “seismicity link” between the two clusters, since there is clearly an area without seismicity between them [also observed in the next period with a better monitoring network: e.g., Lavayssière et al., 2022, Saurel et al., 2022]. It is however obvious that both clusters of seismicity are linked to the same eruptive phenomena.

In agreement with already proposed models [Berthod et al., 2021a,b, Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022], we suggest that the distal activity is related to the building and modifications of the feeding system of the Fani Maoré volcano, while the proximal one is linked to the main reservoir drainage and subsequent reequilibration of

stresses, and thus the different alternate behaviors.

5.3.3. The ~20 km deep mushes

Without considering the APP, we observe an area between 13 and 21 km with very few events above magnitude 3.0. Petrological studies highlight an intermediate magma storage at the base of the crust, somewhere in between 11 km and 23 km [Berthod et al., 2021b, Figure 11], as well as tomography work [Foix et al., 2021], where VLP events are located [Satriano et al., 2019, Laurent et al., 2021]. Previous studies have detected a 9 km-thick conductivity anomaly at ~20 km depth [Darnet et al., 2020], interpreted as magmatic underplating [Dofal et al., 2021]. In line with these interpretations, we suggest that this range of depths without seismicity could highlight intermediate magma mushes at the crust-mantle boundary, allowing a non-seismogenic circulation of magma.

5.4. The Mayotte crisis: a unique seismo-volcanic sequence

Oceanographic campaigns [Audru et al., 2006, Rinnert et al., 2019, Tzevahirtzian et al., 2021, Thinon et al., 2022] uncovered important submarine volcanic chains, with ridges, cones and domes, and complex faulted systems, distributed along the Comoros archipelago. The multiple seafloor marks observed in the archipelago are evidence that important volcanic events such as the Mayotte 2018–2022 eruption might have occurred in the past. Some edifices are of comparable size than Fani Maoré, although this volcano is indeed the highest known submarine volcano within the archipelago.

One particularity of the Mayotte sequence is the amount of earthquakes of magnitude over 5.0. More $M_{lv} > 5.0$ events reported within the two first months of the Mayotte sequence than in the previous 50 years within the archipelago, from the Davie ridge to Madagascar [Figure 1; Bertil et al., 2021]. This indicates the high amount of stress applied and the high resistance and/or initial low damage level of the sub-Moho lithosphere (brittle mantle) in this area. No equivalent of this Mayotte seismic sequence can be found within the regional seismicity catalogs: there are neither identified seismic swarms nor focused sequences of earthquakes along the archipelago. Locally within monitored periods, the Mayotte sequence is therefore unique. Collective memory moreover does not recall such an intense crisis, as the oral tradition reports damaging earthquakes only in 1606, 1679, and 1788, without mention of any months-long seismicity [Hachim, 2004].

The Mayotte sequence is a unique laboratory for large-scale eruption study: upper mantle seismicity migrates dozens of kilometers laterally and up to the seafloor, many earthquakes of moderate magnitudes occur for volcano-seismic sequencing, there is the presence of huge emitted volumes of magma and separated clusters with different apparent dynamics. Such magnitudes and sequences of high seismicity rate and duration are highly unusual. In comparison, the off-Ito swarm and eruption, with magnitude up to 5.5 lasted only three months [Okada and Yamamoto, 1991]; see other examples in [McNutt and Roman, 2015].

The size of the destabilized reservoir and the quantity and speed of magma, from depth to surface, is generally related to the associated seismic sequence [Feuillet et al., 2006, Michon et al., 2015]. Furthermore, seismicity is widely used as a precursory eruption warning. Here, the initial Mayotte activity is exceptional, with 45 earthquakes of magnitude between 5.0 and 6.0 and hundreds of felt events within the first two months. Occurrence of seismicity above magnitude 5.0 is rare during volcanic unrest, even though some large events are known, preceding or following large eruptions and/or caldeira collapse. However, none of the eruption-related seismic crises monitored so far, such as the Fernandina 1968 eruption on Galapagos islands [Filson et al., 1973], the Kasatochi 2008 eruption in Alaska [Ruppert et al., 2011], or other examples [e.g., McNutt and Roman, 2015], ever reached the daily rate and durability of Mayotte sequence. The moderate-to-high magnitude sequences of Mayotte could be due to the difficulty to fracture the lithosphere [e.g., Dofal et al., 2021, Masquelet et al., 2022], where no recent eruption had occurred [e.g., Ruppert et al., 2011].

Here, the seismic swarms highlight the exceptional lateral and vertical extension of the magmatic reservoirs and paths. The distal seismicity highlights one of the longest vertical migrations of seismic activity linked to a magma migration ever monitored, from 40 km depth to seafloor bottom at ~3.5 km below sea level, and a 25 km lateral migration to the east then to the south-east. Lateral migrations of dozens of kms, and volcano-seismic sequences

that do not happen right below the volcanic edifices, are rare, but have been observed during other dyking events [2011 on El Hierro, Canary islands, Carracedo et al., 2015; 2014 on Bárðarbunga, Iceland, Ágústsdóttir et al., 2016; 2016 on Brava Island, Cabo Verde, Leva et al., 2020].

Similarly, an “aseismic” zone separates our two clusters. We suggest that the two clusters are linked to the eruptive process at the surface, along with the emptying of a deep reservoir. Different clusters can be observed around a same magma body, highlighting its expansion or a spreading eruption [as observed below El Hierro, Cerdeña et al., 2014]. However, in the Mayotte case, the two clusters have different dynamics. The thoroughly researched and monitored example of Bárðarbunga (Iceland) dyke intrusion in 2014 shows a similar pattern: there is evidence of two distinct seismic zones, one linked to a caldeira collapse, the other linked to magma ascent within a 48 km-long dyke reaching the surface [Sigmundsson et al., 2015, Gudmundsson et al., 2016, Ágústsdóttir et al., 2019]. However, in the Bárðarbunga example, the seismicity is above 10 km. The Mayotte eruption is the first observation of a collapsing event in the mantle at depths of 25–50 km.

6. Conclusion

We build up an exhaustive catalog of the beginning of the Mayotte seismo-volcanic sequence, from the onset of the seismic sequence on 10 May 2018, to the last day of monitoring without OBS networks on 24 February 2019 [Saurel et al., 2022]. Despite the initial monitoring issues, it is possible to follow up on the crisis and improve the seismic catalog afterwards.

The sequence starts with the propagation of a feeding conduit, built up in segments, from a deep (≥ 40 km) reservoir. This is highlighted by one month of deep, swarm-like seismicity (10 May–8 June 2018), with a high seismicity rate (30 events per day) and frequent earthquakes above magnitude 5.0 (one a day on average), marking the importance of the stresses applied on barriers, which broke progressively, creating a seismicity in successive pulses. Seismicity migrates from 20 km east of Mayotte and ~40 km depth to almost 50 km east of Mayotte and ~30 km depth, within the so-called distal cluster.

The conduit—dyke—opening up to the surface occurs during the following month (9 June–7 July 2018). Even as the seismicity rate lowers, the magnitudes are as high as in the preceding month. The upward migration is confirmed with GNSS data and international networks [e.g., Cesca et al., 2020, Lemoine et al., 2020a]. The “superficial part” (above 25 km) is less seismic, magma paths perhaps grow through a partially damaged environment and/or pre-existing conduits. Once the conduits are opened on the seafloor, at the end of this phase, there is no more occurrence of seismicity above 25 km within the distal cluster. The seismogenic building of conduits up to the surface, from 10 May to 7 July 2018, cover 25, 10 and 40 km eastward, southward and along the vertical axis, respectively. Superficial earthquakes, i.e., close to the seafloor, occur between 17 and 27 June, marking the end of the conduit building, and likely the beginning of the eruption. The distal cluster activity remains low since October 2018.

The eruption of the Fani Maoré volcano causes a rapid and large deflation of the feeding magmatic system, triggering a deep seismicity extending at depth, highlighted by the proximal cluster located 0 to 20 km east of Mayotte. This seismicity starts in July 2018, at ~30 km depth and develops mainly downward in the following months, to depths ranging between 25 and 40 km in February 2019, with lower seismicity rates and magnitudes. The proximal seismicity rate follows the eruptive rate, but takes place below the complex, westward part of the offshore Mayotte volcanic chain. The following seismicity, since October 2018, is mainly focused on this cluster.

In addition to detailing the two first months migrations, this catalog allow to identify two peculiar episodes of seismicity, one at the end of August 2018 above the proximal cluster, possibly linked to the acoustic plumes, and another in the distal cluster in September 2018, interpreted as the opening of a new feeding pathway allowing for a higher eruptive rate since October 2018.

This seismic sequence questions the state-of-the art knowledge about the Comoros archipelago litho spheric

structure and volcanism. The intense seismicity of the two first months of the Mayotte sequence proves that deep-feeding conduits have not opened for a long period, marking a difficult magma intrusion into the lithosphere. Further investigations of the regional seismicity will help us to understand the link between volcanism, earthquakes, and tectonic activity that much more, and will help us to refine these hypotheses.

Acknowledgments

The authors thank Carole Berthod, Pierre Briole, and Chastity Aiken for constructive discussions, which improved this article. They are also grateful to Angèle Laurent and Charles Masquelet, which shared generously unpublished results. This study is part of the ANR COYOTES project (ANR-19-CE31-0018). The authors thank the three anonymous reviewers and the editors for their comments, and Gregory Owcarz for improving the quality of the English.

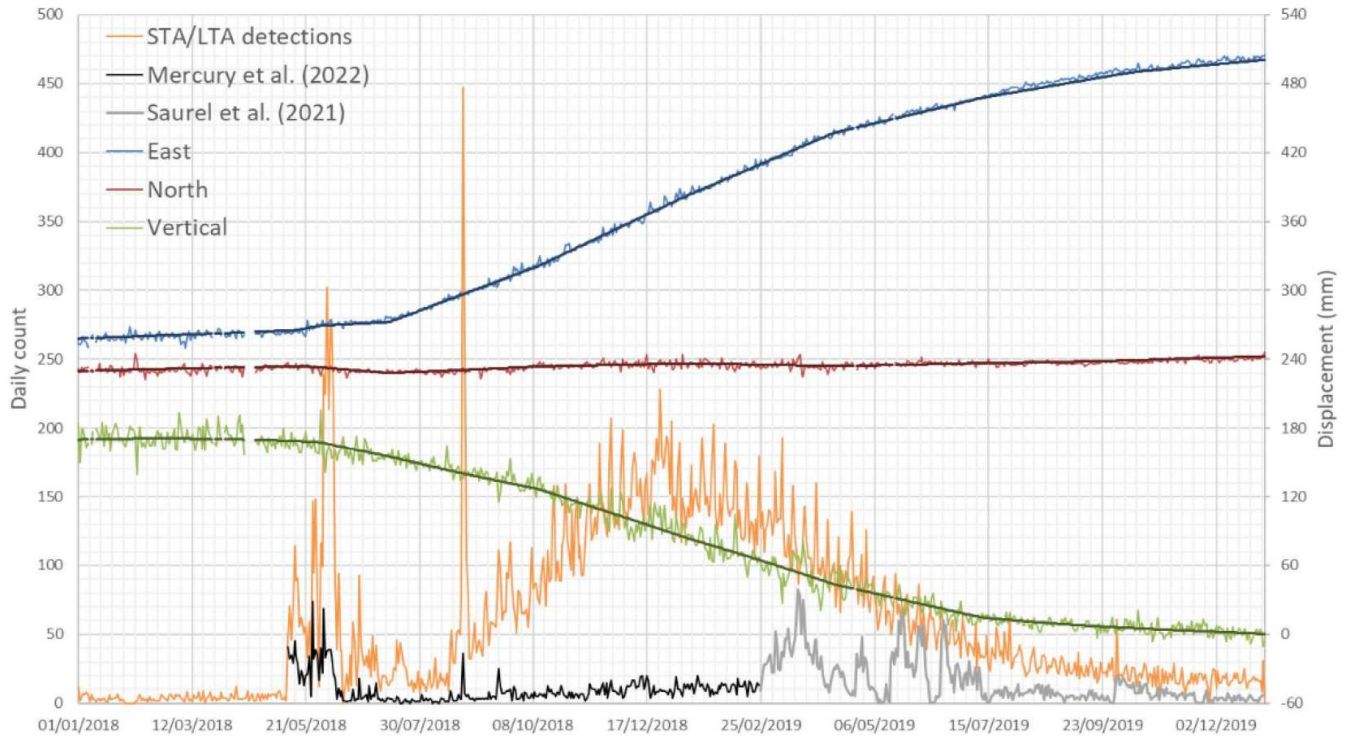
A large part of the data have been acquired in the framework of the first response team to the Mayotte seismic crisis, including in particular members of the BRGM DRP/RSV unit: A. Colombain, G. Dec tot, C. Gracianne, E. Maisonneuve, K. Meza Fajardo, A. Roullé, F. Tronel. This work was possible thanks to the seismic data shared by the Karthala volcanologic observatory (OVK).

This article is part of Nicolas Mercury's thesis at the ITES laboratory (CNRS, University of Strasbourg, ENGEES) funded by BRGM and the French Ministry of Ecological Transition (MTE, DGPR).

1.3. Suppléments

Seismic networks evolution along the Comoros archipelago (2015–2019)

Before 2015, the sparse and moderate regional seismicity is detected and localized only by international or regional survey networks [Bertil et al., 2021, Figure S1], with broadband stations in eastern Africa (Kenya, Mozambique) and nearby islands in the western Indian Ocean: Madagascar, La Réunion, Seychelles [see Bertil et al., 2021; Figure S2, Table 1]. The detection threshold for seismic events occurring within the Comoros archipelago is estimated to a moment magnitude of 4.3 [Bertil and François, 2016].



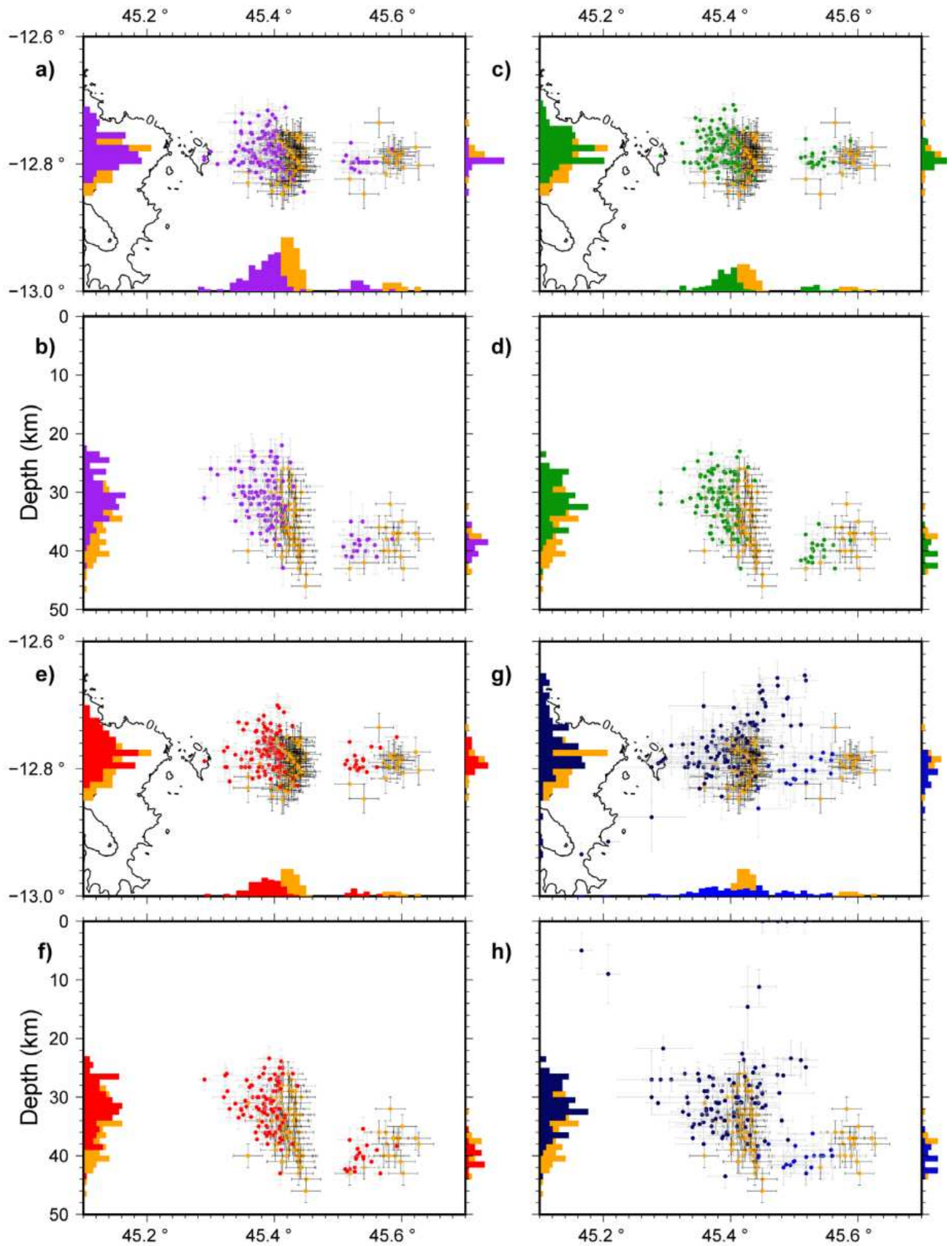
Supplementary Figure S1. Time evolution of the number of detections found by STA/LTA, on the vertical component of station YTMZ (orange line), from 1 January 2018 to 31 December 2019. GNSS displacements (along east, north, and vertical axis) from Lemoine et al. [2020a] are shown, as well as number of located events from this work (black line) and Saurel et al. [2022, grey line].

Network distribution	Mayotte stations	GE.SBV data	Distant stations
N1	PMZI ^a	Yes	All stations > 500 km ($n = 6$)
N2	PMZI, YTMZ, MCHI, RAE55	Yes	All stations > 500 km ($n = 6$)
N3	PMZI, YTMZ, MCHI, RAE55, MILA	Yes	All stations > 500 km ($n = 6$)
N4	PMZI	No	All stations > 500 km ($n = 6$)
N5	PMZI, MCHI	No	All stations > 500 km ($n = 6$)
N6	PMZI, YTMZ, MCHI,	No	All stations > 500 km ($n = 6$)
N7	PMZI, YTMZ, MCHI, RAE55	No	All stations > 500 km ($n = 6$)
N8	PMZI, YTMZ, MCHI, RAE55, MILA	No	All stations > 500 km ($n = 6$)

^a PMZI is the new station at the location of the MDZA station recording at the onset of the sequence.

Supplementary Table S1. Network geometries tested for location reliability

In 2017, the Grande Comore seismic network, monitoring the Karthala activity, benefits from the installation of its first four broadband seismic stations (KA.SBC, KA.CAB, KA.MOIN, KA.DEMB; Figure S2b). In Mayotte, the first strong motion seismic stations (YTMZ, MDZA and MILA) are fully operational in June 2016 [Resif, 1995]. YTMZ signals are transmitted in real time, while data recorded at MDZA and MILA are recovered every three to four months.



Supplementary Figure S2. Comparison of locations of a subset of 118 earthquakes between 2019 and 2020, using Saurel et al. [2022] events (orange dots) and our methodology of location for different distributions of the inland network (Table S1). Distribution in map view and vertical cross-section, for (a–b) N1 (purple), (c–d) N2 (green), (e–f) N3 (red), (g–h) N7 without station SBV (events in the proximal cluster are dark blue, others are light blue). Histogram distributions are shown for both clusters on the longitude axis, and for each cluster on the latitude and vertical axes (histogram of the proximal and distal clusters on the left and right, respectively).

In May 2018, stations RA.YTMZ and RA.MILA have internal clock issues that are only fixed at the end of June 2018 and end of August 2018, respectively (Figure S2e–f). Thus, MDZA is the only reliable station on Mayotte (Figure S2c–f). At the end of June 2018, three additional stations are installed in Mayotte (Figure S2d–f): a medium band station MCHI (dedicated initially to educational purposes, Edusismo network <https://www.sciencesalecole.org/plan-sismos-a-lecole-reseau/>; Berenguer et al., 2020) on 18 June and two RaspberryShake stations on 25 June, a one vertical component AM.RAE55 and a 3-component AM.RCBF0 [Bes de Berc et al., 2019]. The latter one only records for 10 days. The installation of OBS above the seismic area at the end of February 2019 [Saurel et al., 2022], completed by four in land velocimeters in March 2019 (1T.PMZI, 1T.MTSB, QM.KNKL, QM.GGLO — QM is the Comoros Seismic Network; 1T is the temporary seismological network of Mayotte-, Figure S2) allows a better monitoring of the seismicity and active structures east of Mayotte [Feuillet et al., 2021, Foix et al., 2021; Lavayssière et al., 2022; Saurel et al., 2022].

Reliability of our monitoring network, compared to the later inland and OBS network accuracy

We ought to better determine the instrumental bias due to the initial network distributions (Figure S2), to improve the reliability of our locations. To do so, we present the comparison between locations using our velocity model and network distributions with locations of the same events using the latter OBS network along with more inland stations and an improved local velocity model from Saurel et al. [2022]. For the period from 25 February 2019 to 9 May 2020, Saurel et al. [2022] catalog uses the NonLinLoc location algorithm [Lomax et al., 2009] using a local hybrid 1D velocity model, deduced from 3 models: a P-wave velocity profile adapted from an active sonobuoy experiment [Coffin et al. [1986]; Jacques et al., 2019], a S-wave velocity profile calculated with receiver functions [Dofal et al., 2021] and the AK135 global velocity model [Kennett et al., 1995]. Due to the OBS distribution above the swarms and the denser inland seismic network, the horizontal and vertical uncertainties of 95% of the 5195 hypocentral locations are less than 5.0 km.

To compare the reliability of our locations, we selected events between March and December 2019, that have been as well located by Saurel et al. [2022], on which we had P and S pickings [Lemoine et al., 2020a; Bertil et al., 2021]. The selected events must have at least one P-wave arrival on the Karthala stations (CAB-SBC-MOIN-DEMB) and ILABPO, along with both P and S phases on PMZI, SBV, MILA and either YTMZ or MCHI. This led us to work on a reduced set of 118 earthquakes recorded from 18 May to 21 December 2019 with magnitudes between 2.9 and 5.2, that have been as well located by Saurel et al. [2022].

In order to reproduce the limitations of the sparse seismic network and its evolution between 10 May 2018 and 24 February 2019 (Figure S2), we decipher the input arrival time database as described in the Table S1 and we follow the same procedure of location described in the main text of the paper (Section 3.2).

For the first three seismic network configurations that include SBV (N1, N2, N3), we note that the seismic pattern is well reproduced, both clusters are well separated, with a no-event zone between 45.6 °E and 45.8 °E (Figure S2a–c). All the earthquakes with any of those three degraded configurations are located in the same cluster as in Saurel et al. [2022] catalog. The proximal cluster is shifted to the west, north and up, by approximately 4.1 km, 1.7 km, and 3.8 km, respectively (Figure S2a–f). The distal cluster is shifted to the west and down, by 5.5 km and 1.3 km, respectively (Figure S2a–f). 95% of uncertainties calculated with HYPO71 and the regional velocity model are below 3 km and 4 km for N1, 2 km and 2 km for N2 and N3, along the horizontal and vertical components, respectively.

As for the locations without SBV, we tested the N7 configuration. The two clusters are no longer explicitly distinct with a vertical separation (Figure S2d). Instead, the two clusters are distributed on two parallel ENE-WSW elongated swarms. Similarly, at depth, the clusters are separated in two deep-west to closer-to the-surface-east sub-parallel swarms. On the proximal cluster, locations of N7 are scattered and shifted to the west, north and up, by 3.0 km, 3.0 km, and 5.8 km, respectively, compared to locations in Saurel et al. [2022] catalog (Figure S1a). On the distal cluster, locations N7 are also scattered and shifted to the west, south and down, by 8.2 km, 1.5 km and 1.9 km, respectively, compared to locations in the Saurel et al. [2022] catalog (Figure S1a). 95% of uncertainties calculated with HYPO71, are below 6 km along the horizontal component and 3 km along the vertical component.

We observe several locations dozens of kilometers away from the initial Saurel et al. [2022] locations. We also note several events mislocated close to the surface, between 0 and 15 km (Figure S2).

From this comparative study, we conclude that using inland stations only, including SBV station north of Madagascar, we get reliable locations, compared to a much more complete and well distributed seismic network. The lack of stations on top and close east of the seismic clusters tends to bring locations of events a few kilometers closer to Mayotte, with lower longitude values on both clusters and shallower earthquakes on the proximal one, the mean difference being above horizontal and vertical uncertainties given by Saurel et al. [2022].

However, locating earthquakes without the SBV station has several issues: the shape and separation of our two clusters is less accurate or even diffuse, and we get several events with locations distant dozens of kilometers from locations of Saurel et al. [2022]. Sensitivity of the network to its close east station absence is high, especially for small magnitudes with a low number of P and S phases earthquakes. Hence, we are more cautious while studying events located without SBV, between mid-June and mid-July 2018, and at the end of August (Figure S2e-f), associated with higher azimuthal gaps.

We note that for the results of all the tests, the longitude difference is higher on the distal cluster, but as Saurel et al. [2022] mentioned, their location process was calibrated on proximal events mainly, so they believe that their distribution is less accurate on the distal cluster.

2. Evolution de la séquence mahoraise depuis février 2019

La séquence sismo-volcanique mahoraise persiste depuis fin février 2019, marquant une diminution progressive de l'activité sismique et volcanique jusqu'à fin 2021, mais des séismes sont toujours détectés en octobre 2023, date de rédaction, dont quelques rares ressentis à Mayotte. Le lien entre la mise en place du volcan Fani Maore avant fin février 2019 et la suite de son activité, suivie par des réseaux instrumentaux plus conséquents et adaptés, est étudiée ici. Cela permet à la fois d'étudier la séquence mahoraise de manière continue sur une plus grande échelle de temps (de 2018 à 2023) mais aussi de mettre en évidence ses spécificités des premiers mois.

2.1. Amélioration du réseau de surveillance depuis février 2019

2.1.1. Réseaux à terre

Le réseau à terre est amélioré entre février et mars 2019 par l'installation de 3 stations vélocimétriques large bande (QM.KNKL, QM.PMZI, 1T.MTSB) à Mayotte, en acquisition en temps réel, et une à Grande Glorieuse, à 250 km au nord-est (QM.GGLO), en déclenchement (Table 2 en annexe 2). 1T.PMZI remplace la station RA.MDZA. L'acquisition des données de RA.MILA passe en temps réel à la même période.

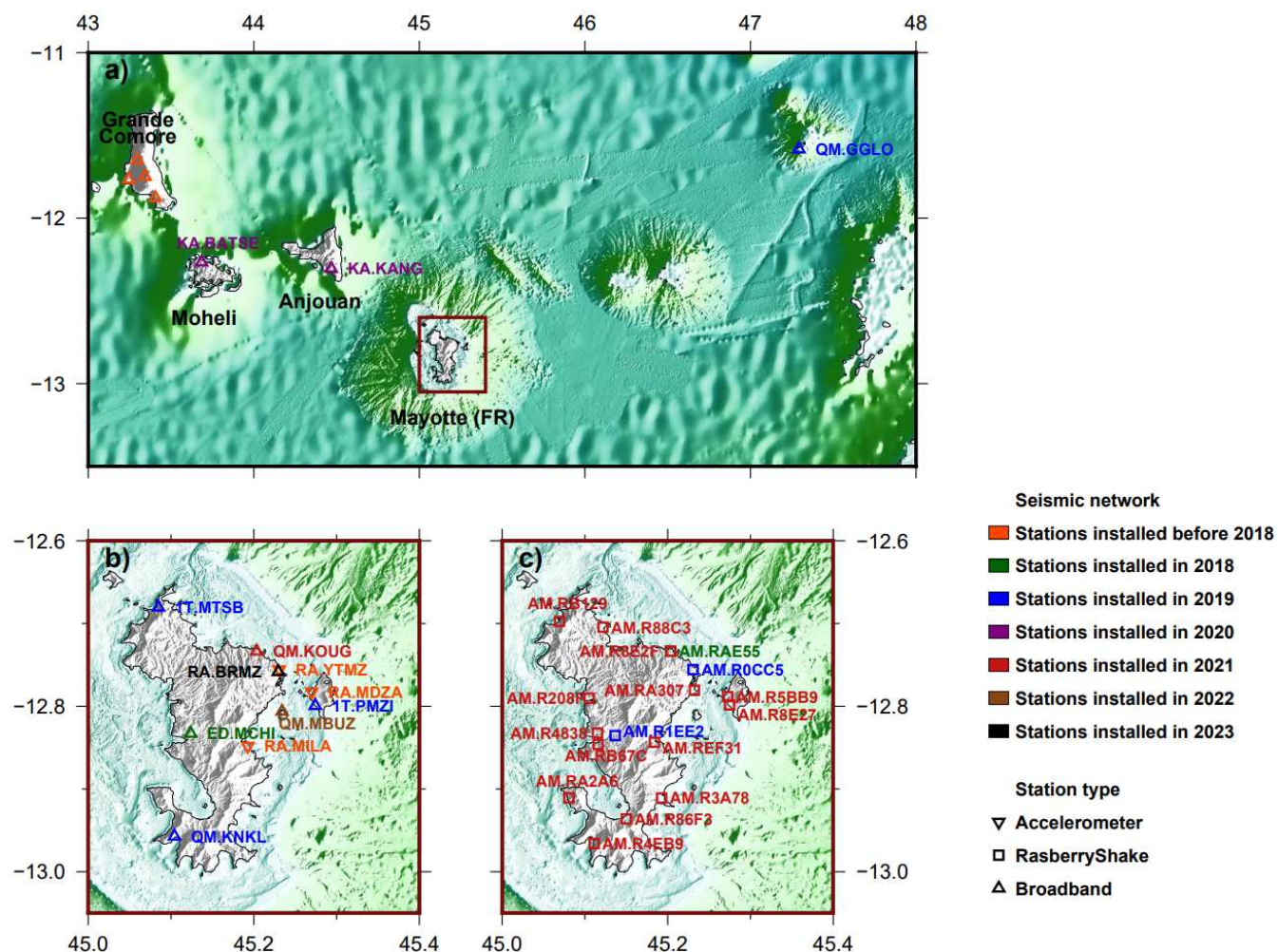


Figure 12 : Évolution du réseau de surveillance sismique dans l'archipel des Comores entre 2018 et Juin 2023. a) stations sur Grande Comore, Mohéli, Anjouan et Glorieuse. Pour le détail sur Grande Comore, voir Figure 2b. b) Stations accélérométriques et vélocimétriques sur Mayotte. c) Stations RaspberryShake sur Mayotte. La couleur définit l'année d'installation et le symbole décrit le type de capteur (cf légende). La bathymétrie de l'archipel des Comores (a) provient de GEBCO (2023), celle des (b) et (c) est une compilation de Lemoine et al.

(2020b) incluant notamment des données HOMONIM (SHOM, 2015) et MAYOBS (Rinnert et al., 2019). Figure réalisée avec GMT (Wessel et al., 2013).

Les 17 et 21 juillet 2019, deux stations RaspberryShake 3 composantes (RaspberryShake, 2016) sont installées : R1EE2 au centre de Mayotte, et R0CC5 au même emplacement que RA.YTMZ (Fig. 12b-c).

Deux stations supplémentaires sont ajoutées au réseau comorien KA en 2020, grâce au projet Hatari (<https://www.ipgp.fr/la-recherche/projets-de-recherche/hatari-projet-interreg-v-ocean-indien>, Fig. 12a, Table 1 en annexe 2). Le 24 juillet 2020, la station KA.KANG est installée à Anjouan. En décembre 2020 c'est au tour de Mohéli de bénéficier de l'installation d'une station sismique, KA.BATSE. Il faut noter cependant que, tout comme les autres stations du réseau comorien KA, la disponibilité des données de ces stations n'est pas systématique, que ce soit pour des problèmes matériels sur les stations ou de transmission de données vers les observatoires, et cette acquisition peut être perdue pendant plusieurs mois avant d'avoir la possibilité d'aller vérifier, réparer voire remplacer la station en panne ou rétablir la transmission de données.

Du 25 août au 1 septembre 2021, 14 stations RaspberryShake 3 composantes (RaspberryShake, 2016) sont ajoutées au réseau mahorais (Fig. 12c, table 1 en annexe 2), pour des travaux sur les intensités macrosismiques et les effets de site, en complément des stations sismiques existantes. Parmi celles-ci, AM.R8E2F vient remplacer AM.RAE55, station 1 composante installée en juin 2018 et démontée le 1 mars 2021.

Sur les deux années suivantes, il y a peu de changements. Une station est ajoutée sur un îlot (Mbouzi) localisé entre Grande et Petite Terre (Fig. 12b) en mars 2022. En février 2023, dans le cadre d'un déménagement de locaux du BRGM à Mayotte, la station RA.YTMZ qui y était installée est retirée, puis une fois le déménagement terminé, une nouvelle station accélérométrique (RA.BRMZ) est installée le 12 mai 2023 dans les nouveaux locaux du BRGM Mayotte.

2.1.2. Réseaux OBS

A partir de Mars 2019, le suivi de la sismicité mahoraise bénéficie de l'installation d'un réseau OBS (REVOSIMA, 2021; Feuillet et al., 2022; Saurel et al., 2022) qui permet d'encadrer la distribution épacentrale de la sismicité. Les stations sont déployées et récupérées lors des missions océanographiques MAYOBS (Rinnert et al., 2019). Les données sont ensuite téléchargées et traitées pour pouvoir améliorer après-coup les localisations réalisées avec le réseau à Terre.

La sémantique des noms de réseaux suit la logique suivante, exception faite du premier réseau immergé : les stations ont 4 caractères. Les deux premiers sont soit "IF" soit "MO", indiquant s'il s'agit de MicroOBS (Parc d'instruments de l'Ifremer) ou d'OBS (Parc instrumental de l'INSU), respectivement. Le troisième caractère ou nombre définit la station (lettre pour les réseaux "MO", nombre pour les réseaux "IF") et le dernier (lettre) définit le réseau (de A pour le second réseau OBS, à P pour le réseau actuellement immergé en juillet 2023). Par exemple, la station IF9D fait partie du réseau OBS IFD, la station MOSA fait partie du réseau MOA.

Les noms des stations du premier réseau suivent une logique géographique : MOCE au centre de la zone d'étude (CE), et par rapport à cette station, il y a MONN au nord, MONE au nord-est, MOSE au sud-est, MOSO au sud-ouest, et MONO au nord-ouest (Fig. 13). De même, la troisième lettre - ou nombre - d'une station suit une logique géographique : quel que soit le réseau, toutes les stations IF6 sont au sud-est de Petite Terre, toutes les stations MOA dans le coin sud-est de la zone d'étude, etc (Fig. 13).

- Les 12 et 13 mai 2020, 6 stations (réseau MOG) sont immergées pour cinq mois. Elles seront récupérées les 6 et 7 octobre 2020.
- Entre le 7 et le 16 octobre 2020, 7 stations (réseau MOH) sont immergées pour 3 mois et demi. Elles seront récupérées les 25 et 26 janvier 2021, à l'exception de MODH récupérée au bout de 2 semaines, le 20 octobre 2020.
- Les 5 et 6 février 2021, 6 stations (réseau MOI) sont immergées pour deux mois. Elles sont récupérées entre le 7 et le 11 avril 2021.
- Entre le 11 et le 13 avril 2021, 6 stations (réseau MOJ) sont immergées pour cinq mois. Elles sont récupérées entre le 17 et le 22 septembre 2021.
- Entre le 21 et le 29 septembre 2021, 6 stations (réseau MOK) sont immergées pour cinq mois et demi. Elles sont récupérées entre le 7 et le 9 mars 2022.
- Entre le 9 et le 10 septembre 2022, 6 stations (réseau MOL) sont immergées pour quatre mois. Elles sont récupérées entre le 9 et le 17 juillet 2022.
- Entre le 14 et le 22 juillet 2022, 6 stations (réseau MOM) sont immergées pour huit mois. Elles sont récupérées entre le 29 et le 30 mars 2023.
- Le réseau actuel (MOP), immergé début 2023, sera récupéré courant septembre 2023.

Ainsi, la première année d'utilisation des OBS, il y a jusqu'à 17 OBS en simultané (Fig. 14), avec une succession de réseaux de courte durée (quelques semaines, longévité des batteries des microOBS), comprenant 7 à 16 stations : IFA, IFB, IFC, IFD, et des réseaux installés à plus long terme (premier réseau, puis réseaux MOA, IFE, MOF). A partir de 2020, les missions océanographiques MAYOBS s'espacent (Rinnert et al., 2019), donc les réseaux OBS installés sont plus réduits (6 stations) et restent en place plus longtemps (longévité plus grande des batteries des OBS de l'INSU). De plus, pour optimiser les missions, la procédure est la suivante : les stations sont récupérées, les données sont téléchargées, les batteries remplacées. Les éventuels problèmes techniques des stations récupérées sont réparés sur le bateau, puis les mêmes stations sont immergées avec le nom du réseau suivant, tout cela lors d'une même mission océanographique.

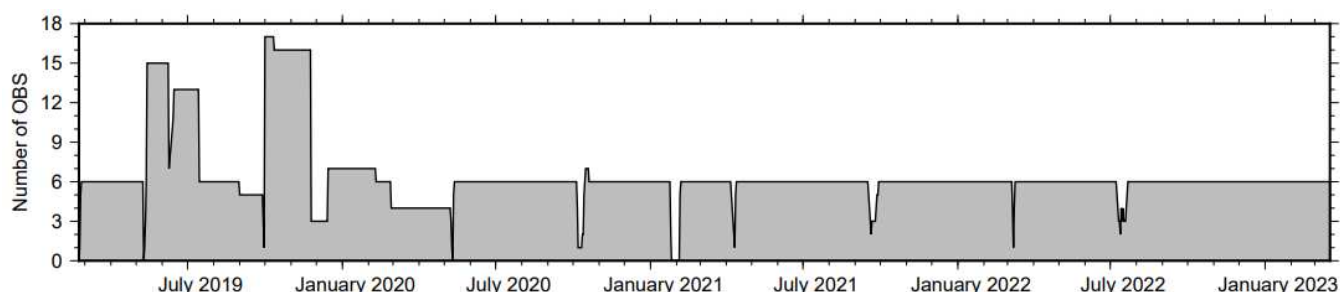


Figure 14: nombre d'OBS déployés entre le 22 février 2019 et le 19 mars 2023.

2.2. Travaux réalisés grâce à l'amélioration du réseau de surveillance

Grâce à la mise en place d'un réseau local plus dense, et l'utilisation des réseaux OBS, la magnitude de complétude du catalogue de suivi de la séquence mahoraise passe à 2.8 à partir de mars 2019 (Saurel et al., 2022).

De plus, le nombre de stations disponibles permet de déterminer un modèle de vitesses ad hoc, local, 1D, utilisable avec les stations mahoraises et les OBS, qui diminue l'incertitude horizontale et le RMS sur les localisations et permet d'étudier la distribution de la sismicité sur les deux essais avec une plus grande précision (Lavayssière et al., 2022).

Ce nouveau modèle local est implémenté dans la procédure de détection automatique de la sismicité mahoraise par machine learning, multipliant par presque 8 le nombre d'événements localisés entre mars 2019 et mars 2021 (6508 séismes identifiés manuellement pour 50512 séismes identifiés automatiquement, Retailleau et al., 2022).

L'augmentation de la complétude des catalogues de sismicité et de la qualité des localisations permet d'étudier de manière approfondie la dynamique des deux essais sismiques (Jacques et al., 2020; Lavayssière et al., 2022) et de localiser différents types de signaux sismiques (Laurent et al., 2021 ; Retailleau et al., 2022), permettant de mieux contraindre le modèle conceptuel expliquant le système magmatique à l'est de Mayotte.

2.3. Description de la sismicité depuis février 2019

A partir d'octobre 2018, l'activité de l'essai distal est rare et irrégulière. Sur l'essai proximal, après une augmentation régulière entre octobre et décembre 2018, l'activité sismique commence à diminuer à partir de 2019 (cf partie 1, Fig. 15). Il n'y a ni pic de sismicité, ni épisode particulier de série de séismes hors essais : la sismicité se distribue dans les limites des essais proximal et distal observés auparavant (Cesca et al., 2020 ; Lemoine et al., 2020 ; Feuillet et al., 2021 ; Lavayssière et al., 2022 ; Retailleau et al., 2022 ; Saurel et al., 2022 ; Lavayssière et Retailleau, 2023 ; REVOSIMA, 2023a ; cf partie 1). Depuis juillet 2020, l'essai proximal, bien qu'encore actif en matière de petite sismicité ($M < 2.8$, REVOSIMA, 2023a), n'est plus prédominant : l'activité de l'essai distal devient plus régulière, notamment depuis la fin d'année 2021 (Fig. 15 b-c-e-f).

La sismicité au-dessus de magnitude 2.8 de l'essai proximal diminue régulièrement en taux et en magnitude depuis janvier 2019, et plus fortement depuis mi-2019 (Fig. 15). A partir de 2020, l'activité sismique au-dessus de magnitude 2.8 se partage équitablement entre les deux essais, bien que l'activité de faible magnitude soit toujours prédominante sur l'essai proximal (Bertil et al., 2021; REVOSIMA, 2023a, Fig. 15). L'activité sismique au-dessus de magnitude 2.8 sur l'essai proximal devient très épisodique à partir de mi-2020. A partir de 2021, l'essai distal contient plus de séismes au-dessus de magnitude 2.8 que l'essai proximal, avec une augmentation temporaire d'activité entre juin 2020 et février 2021, puis pendant un an et demi entre juillet 2021 et fin 2022 (Fig. 15).

Le dernier séisme de magnitude supérieure à 5.0 remonte à janvier 2020, et il n'y a eu qu'un séisme par an de magnitude supérieure à 4.0 en 2021 et 2022, contre 3 en 2020 et 4 dans la deuxième moitié de 2019 (REVOSIMA, 2023a). De même, le nombre de séismes annuels au-dessus de magnitude 3.5 est inférieur au nombre de séismes de magnitude 5 du premier mois de la séquence mahoraise depuis 2021 (9 en 2021, 4 en 2022, aucun entre janvier et juillet 2023). Le dernier séisme de magnitude 4.0 date du 31 août 2023 (REVOSIMA, 2023b).

La distribution de la sismicité proximale forme un donut d'environ 4 km de diamètre, et dont le centre se situe à 45.4°E et 12.8°S (Lavayssière et al., 2022; Figs. 16a et 17b), soit sous les panaches acoustiques et les structures de la partie ouest de la chaîne volcanique est-Mayotte (Feuillet et al., 2021). La sismicité de la moitié est du donut est proche d'un arc de cercle en section horizontale, alors que la sismicité de la moitié ouest est plus diffuse (Figs. 16a et 17b). Les événements de l'essai proximal les plus forts en magnitude se retrouvent principalement dans la moitié est de l'essai (Figs. 16a et 17b). En profondeur, la sismicité prend une forme de sablier centrée autour de 30 km (Lavayssière et al., 2022, Fig. 16b). La sismicité de la partie supérieure (entre 20 et 30 km) s'évase autour d'une zone asismique ovoïde (Fig. 16b). La sismicité de la partie inférieure (sous 30 km de profondeur), en coupe, forme des alignements qui s'écartent du centre du sablier avec la profondeur, enserrant une zone quasi asismique (Fig. 16b). Les séismes plus bas en fréquence, ou longue période (LP), se retrouvent au centre du cluster proximal (Retailleau et al., 2022; Fig. 18). La sismicité de l'essai proximal après 2019 est identique à celle observée depuis octobre 2018 : elle se concentre principalement sur l'est de l'essai proximal et se propage vers la profondeur et très légèrement l'est, dessinant le pan est du sablier (Figs. 3, 10, 11 et 17b).

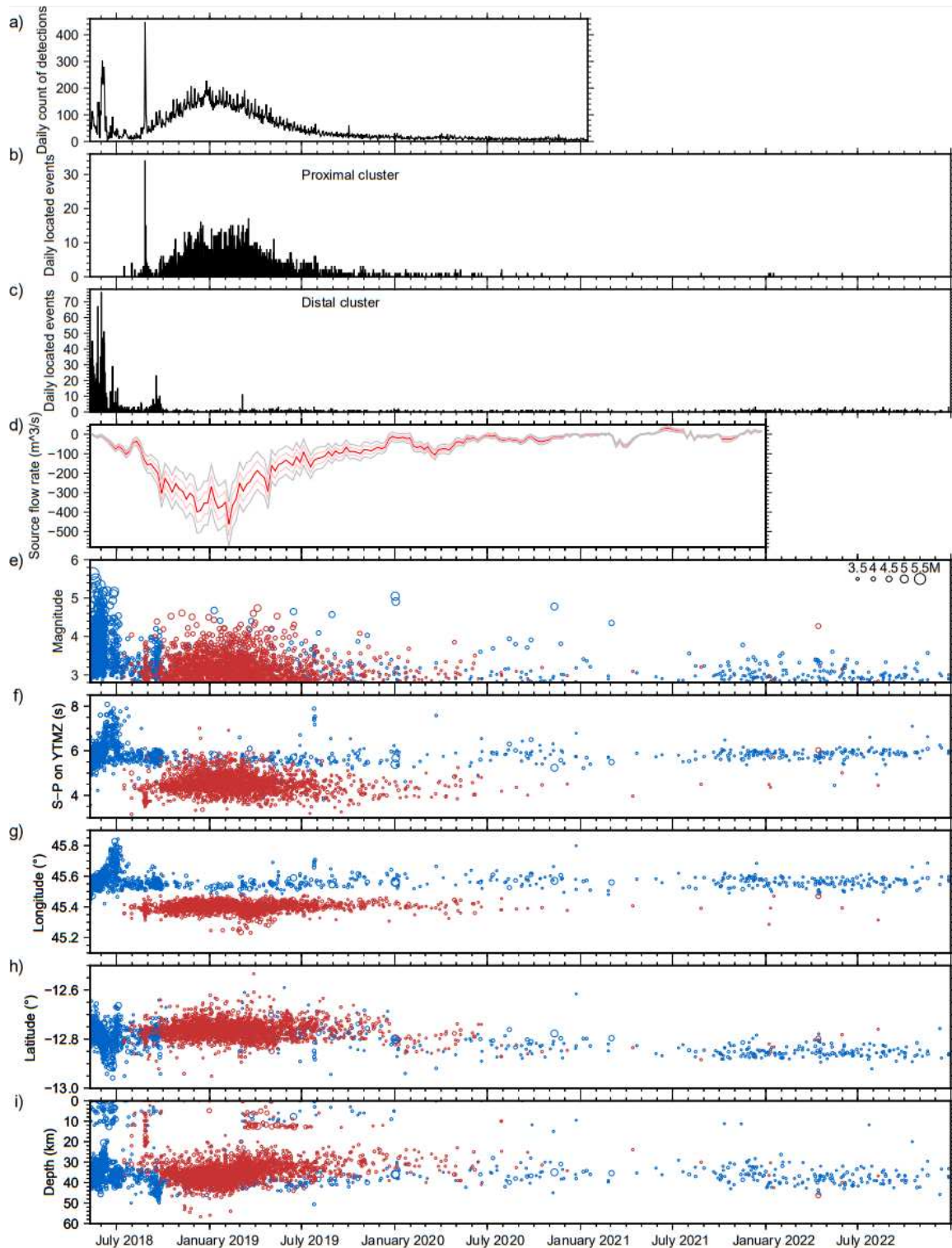


Figure 15: Aperçu de la sismicité et du taux éruptif entre mai 2018 et janvier 2023. (a) Nombre de détections par STA/LTA sur la station RA.YTMZ (cf partie 1). (b) Comptage des séismes localisés sur l'essaim proximal. (c) Comptage des séismes localisés sur l'essaim distal. (d) Taux de magma émis depuis la source, modélisé d'après les données GNSS ("Source flow rate"), d'après Peltier et al., 2022. La courbe rouge correspond à la solution préférentielle, les courbes roses à plus ou moins 1 sigma, et les courbes grises à plus ou moins deux sigmas (e) Magnitude, (f) différence entre arrivée d'onde P et S sur RA.YTMZ, (g) longitude, (h) latitude, (i) profondeur (km), pour les séismes de magnitude supérieure à 2.8. Les séismes en rouge et bleu sont ceux des essaims proximal et distal, respectivement. Les données des sous-figures (b) à (e) proviennent de Bertil et al. (2021) jusqu'à fin septembre 2020, et d'une communication personnelle de Didier Bertil pour le reste (suivi effectué par l'équipe RSV du BRGM) : ce choix permet un aperçu homogène de la sismicité sur 5 ans (configuration et traitement homogène). A partir du 25 février 2019, les localisations n'ont pas été corrigées et comportent des artefacts (notamment en profondeur).

Le cluster distal se décompose en deux parties : un segment ouest, profond (<30 km), d'une profondeur moyenne d'environ 38 km, qui suit un alignement est-ouest, et un segment est, qui suit un alignement N148° en direction du volcan Fani Maore, et qui est plus profond vers le segment ouest (40 km) et plus superficiel vers le volcan (32 km) (Lavayssière et al., 2022, Fig. 16a-c-d). Cette décomposition de l'essaim distal peut être mise en relation avec le développement initial de cet essaim, qui comporte depuis le début de la sismicité profonde dans sa partie ouest et dont la partie est est caractérisée par la migration de sismicité vers la surface (Figs. 3, 4, 11 et 17b).

Il est intéressant de noter que malgré la nette amélioration en matière de détection et de localisation avec l'utilisation des OBS, qui permet d'imager les structures sismogènes avec une grande précision, il n'y a quasiment aucun séisme au-dessus de 20 km de profondeur, ni au-dessus de l'essaim proximal où s'est produit l'épisode de fin août 2018, ni au-dessus de l'essaim distal où de la sismicité superficielle est visible entre mai et septembre 2018, même en localisant plus de 50 000 événements sismiques depuis mars 2019 grâce aux données des OBS (Retailleau et al., 2022). De même, il n'y a aucun séisme dans la zone entre les deux essaims, là où la séquence a commencé le 10 mai 2018 (Fig. 17b-c).

2.4. Interprétation

L'éruption du Fani Maore commence fin juin 2018 (cf partie 1). La quantité de magma émis lors de la première année (5 km^3 , Feuillet et al., 2021) provoque une déflation importante du/des réservoir(s) profond(s), et cette déformation, mesurable par le réseau GNSS, permet d'avoir une estimation du taux éruptif (Peltier et al., 2022). Le taux éruptif est élevé (e.g. Lemoine et al., 2020 ; Feuillet et al., 2021 ; Berthod et al., 2021a, 2022, Peltier et al., 2022): il augmente jusqu'en décembre 2018 (au-delà de $500 \text{ m}^3/\text{s}$), puis diminue à partir de janvier 2019 (Peltier et al., 2022, Fig. 15).

L'édifice est à sa taille définitive en mai 2019 lors de MAYOBS1 (Feuillet et al., 2019), mais plusieurs nouvelles coulées de plus de 10 m d'épaisseur (limite de détection) sont repérées autour du volcan lors des missions MAYOBS suivantes (CHP1 Fig. 13 ; Deplus et al., 2019 ; Rinnert et al., 2019 ; Berthod et al., 2022; Masquelet et al., 2022) :

- au sud lors de MAYOBS2 (Jorry, 2019), en juin 2019
- au sud-ouest lors de MAYOBS4 (Fouquet et Feuillet, 2019), fin juillet 2019
- à l'ouest pour les coulées observées entre août 2019 et janvier 2021 lors de MAYOBS5 (SHOM, 2019), MAYOBS13-2 (Rinnert et al., 2020a), MAYOBS15 (Rinnert et al., 2020b) et MAYOBS17 (Thinon et al., 2021).

La fin de l'éruption du Fani Maore est estimée à janvier 2021, période à laquelle est observée la dernière coulée détectable (Berthod et al., 2022; REVOSIMA, 2023a), et à laquelle le taux éruptif se stabilise autour de 0 (Peltier et al., 2022, Fig. 15). Les missions océanographiques suivantes n'ont toujours pas observé de quelconque changement morphologique de Fani Maore, que ce soit une nouvelle coulée ou un effondrement massif (Rinnert et al., 2019; REVOSIMA, 2023a).

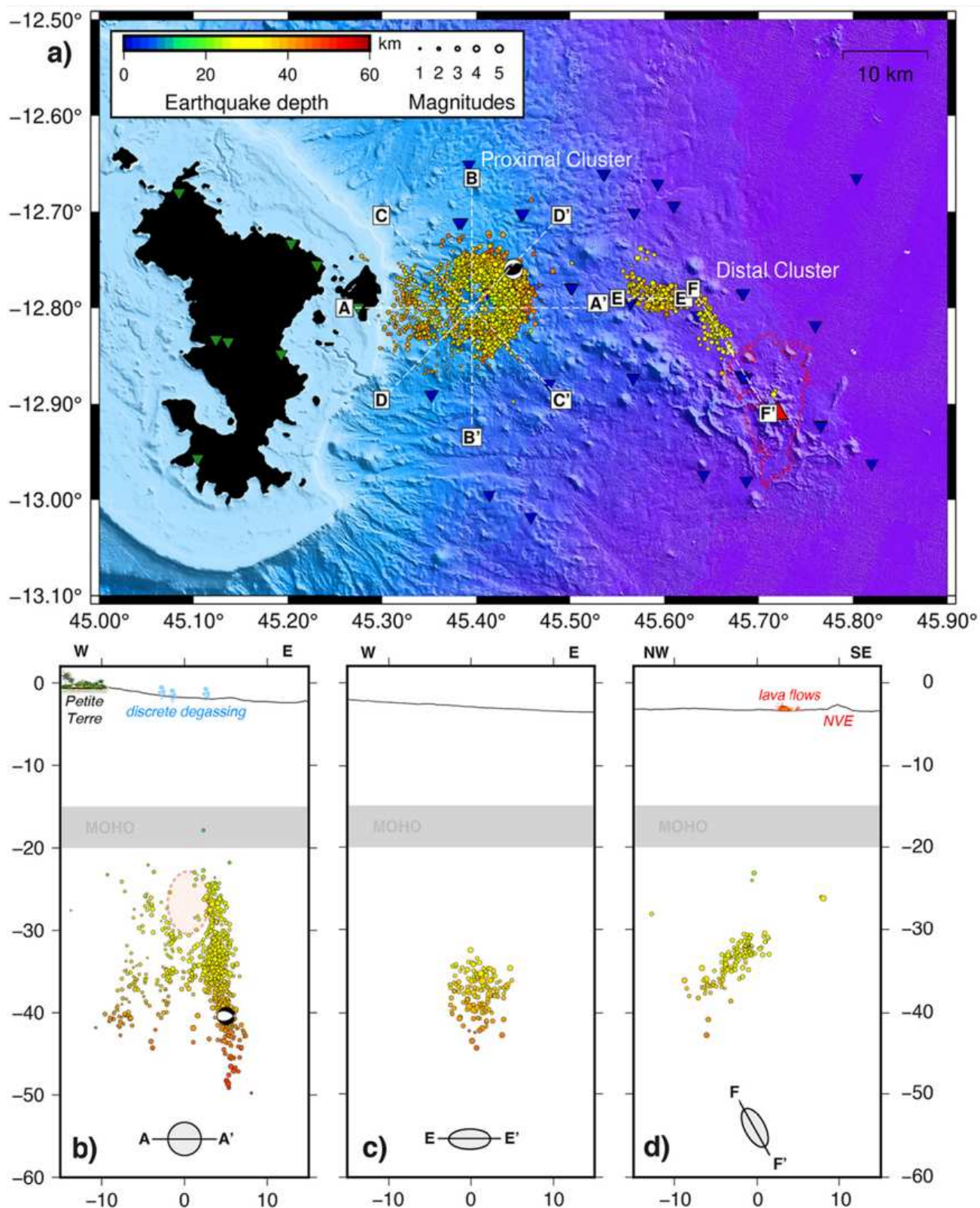
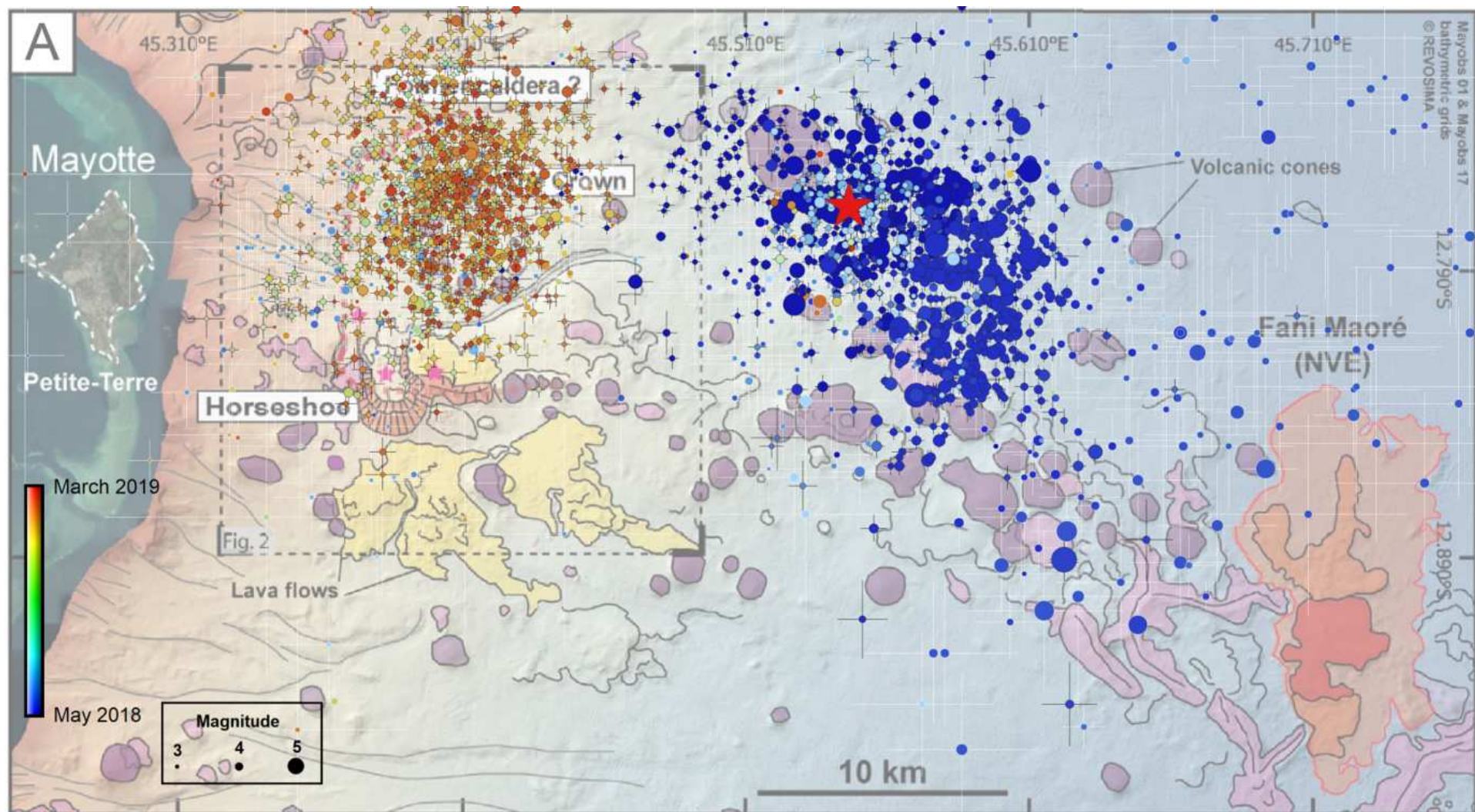


Figure 16: Sismicité à l'est de Mayotte localisée entre février 2019 et mai 2020 par Lavayssiere et al. (2022). Seules les 3445 meilleures localisations sont affichées. La couleur des séismes est un indicateur de la profondeur hypocentrale. La taille des cercles est proportionnelle à la magnitude des séismes. (a) Carte. (b) Coupe E-W de l'essaim proximal (axe A-A' sur la figure 16a). (c) Coupe E-W du segment ouest de l'essaim distal (axe E-E' sur la figure 16a). (d) Coupe N148° du segment est de l'essaim distal (axe F-F' sur la figure 16a).



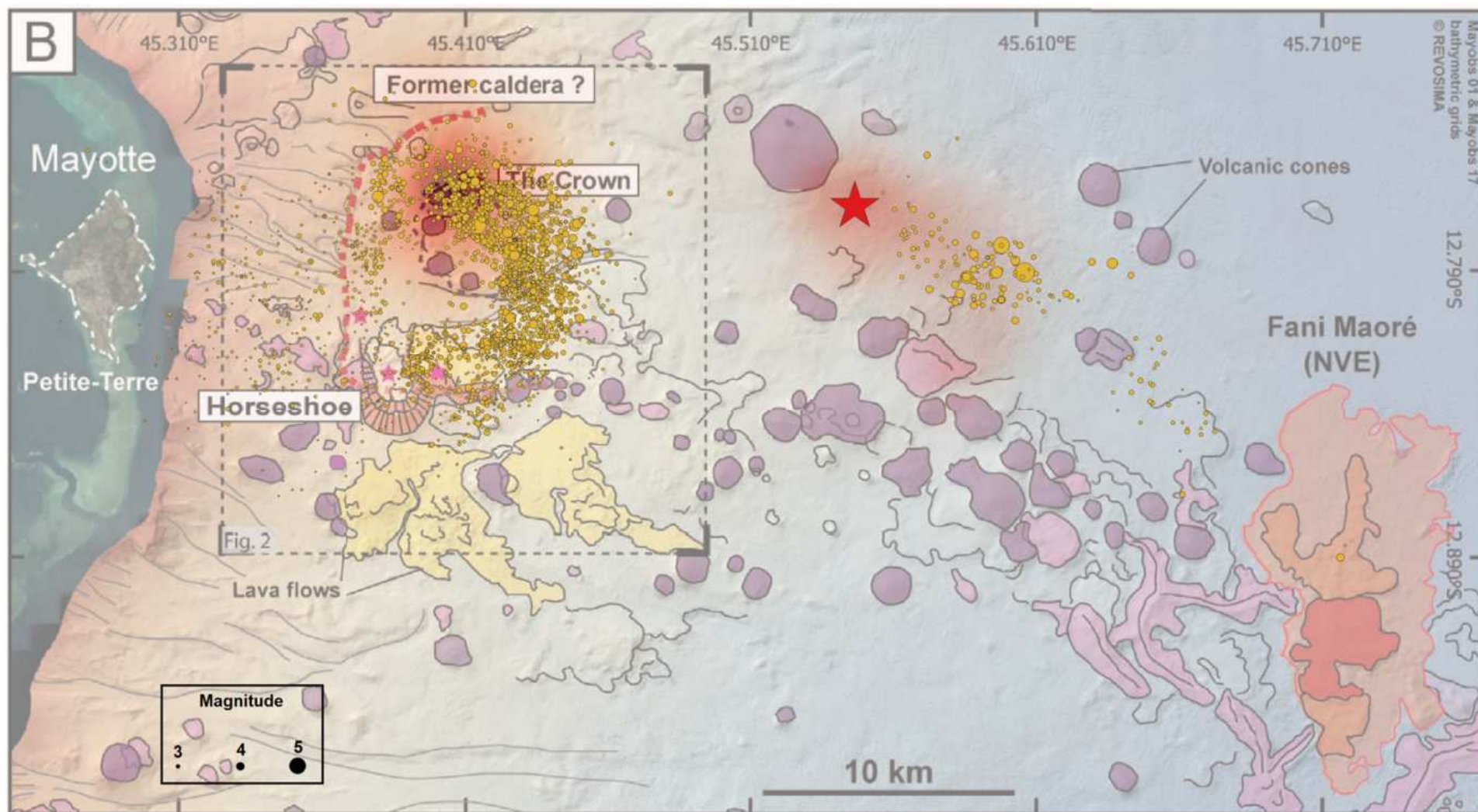


Figure 17: (A) Sismicité des 10 premiers mois de la séquence (10 mai 2018 - 24 février 2019), placée sur le fond géomorphologique de Puzenat et al. (2022), cf CHP1 figure 8. Les séismes avec bordure et barres d'erreur en noir sont localisés avec HypoDD, ceux avec bordure et barres d'erreur en blanc sont localisés avec Hypo71. La couleur correspond à l'évolution temporelle de la sismicité (arc en ciel du bleu foncé au rouge). (B) Sismicité à l'est de Mayotte localisée entre février 2019 et mai 2020 par Lavayssière et al. (2022), placée sur le fond géomorphologique de Puzenat et al. (2022), cf CHP1 figure 8. Seules les 3445 meilleures localisations sont affichées en jaune. Les zones rouges indiquent la densité des séismes lors des premiers mois de sismicité (10 mai 2018 - 24 février 2019). En (A) et (B) la taille des cercles est proportionnelle à la magnitude des séismes, et l'étoile rouge indique la position du séisme le plus fort de la séquence mahoraise (Mw 5.9), le 15 mai 2018.

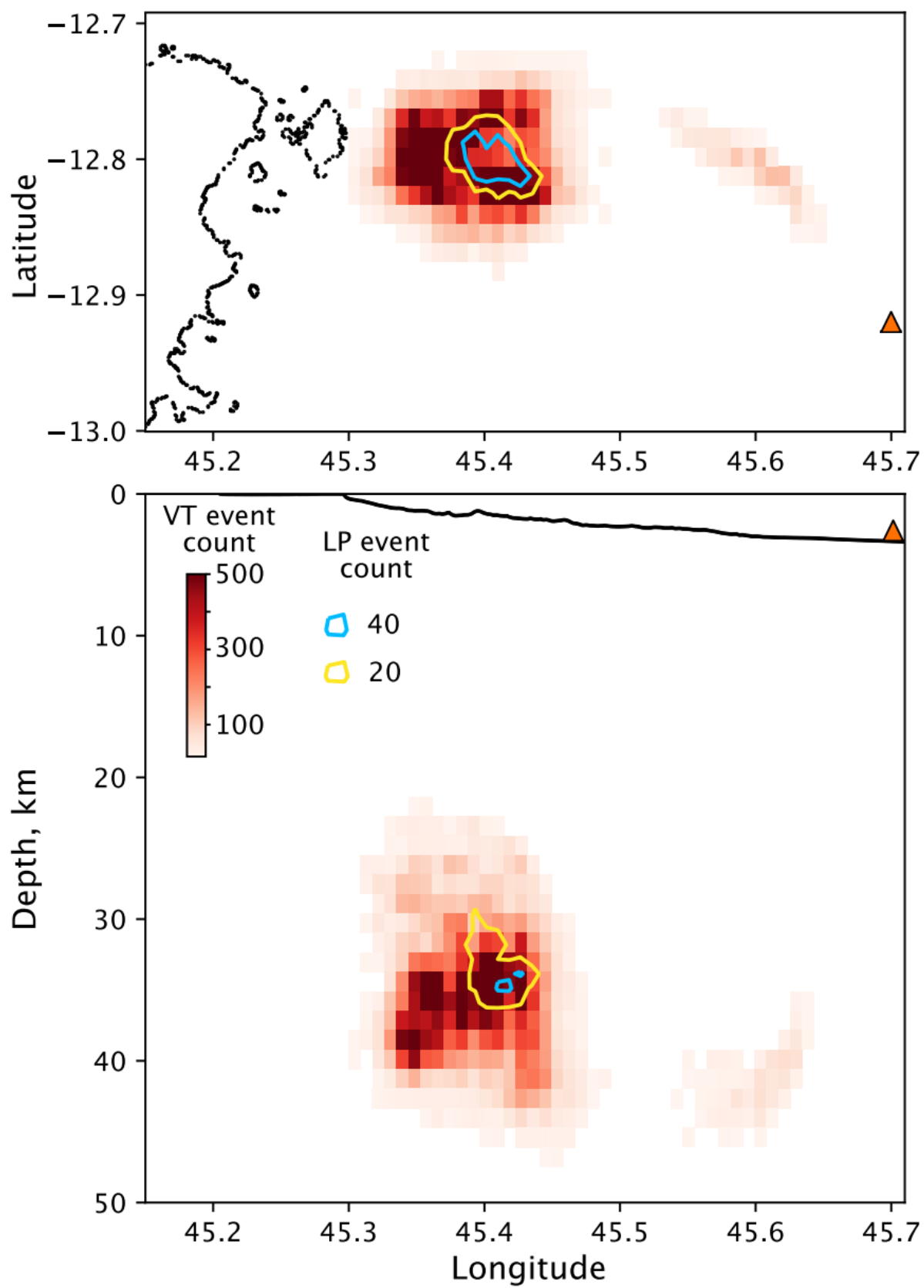


Figure 18: Nombre de séismes volcano-tectoniques (VT) et longue période (LP) entre mars 2019 et mars 2021, par Retailleau et al. (2022). Le triangle orange représente Fani Maore.

Cela confirme le lien entre déflation du réservoir profond et essaim proximal, avec possiblement un système de piston (Jacques et al., 2020; Feuillet et al., 2021, Lavayssière et al., 2022), car l'activité de l'essaim proximal est très basse depuis la dernière observation de coulée de lave en janvier 2021. La déflation du réservoir à l'origine de Fani Maore semble terminée, il n'y a plus - ou presque - de magma qui sort de ce réservoir profond, le rééquilibrage au-dessus de ce réservoir restant visible par de la sismicité inférieure à magnitude 2.8 (REVOSIMA, 2023a). De même, les reprises temporaires de l'activité de l'essaim distal lors de la deuxième moitié de 2020 et entre mi-2021 et la fin de 2022 (Fig. 15) peuvent être interprétées de deux façons, sachant que l'activité de cet essaim indique l'alimentation de conduits déjà formés ou la circulation de magma dans les conduits vers le volcan (comportement observé lors des premiers mois de sismicité, cf partie 1). Premièrement, ils pourraient indiquer de nouvelles phases éruptives ; cependant, il n'y a pas d'anomalie dans l'essaim proximal montrant une déflation du réservoir qui aurait dû avoir lieu suite à ces éruptions. De plus, les campagnes océanographiques après janvier 2021 (Rinnert et al., 2019; REVOSIMA, 2023a) n'ont pas repéré d'anomalie en bathymétrie dépassant 10 mètres d'épaisseur (seuil de détection) sur le volcan. Deuxième hypothèse, ces séquences sur l'essaim distal pourraient être des dykes avortés, c'est-à-dire de nouvelles ouvertures de conduits vers la surface qui n'arrivent pas jusqu'à la surface. Suite aux grandes phases éruptives de 2018-2019, les conduits ont commencé à se sceller, et il semble qu'il n'y a plus assez de pression dans le système d'alimentation pour débloquer les conduits existants ou en ouvrir d'autres.

Le système est-Mayotte reste sous surveillance, car il est possible, entre autres scénarios, que le système évolue, qu'éventuellement de nouvelles phases éruptives se produisent, si le réservoir profond est dans la capacité d'accumuler suffisamment de pression pour ouvrir de nouveaux conduits.

3. Conclusions

Cette étude a permis d'établir un catalogue homogène de la sismicité des dix premiers mois de la séquence mahoraise, entre le 10 mai 2018 et le 24 février 2019. Ce catalogue permet de décrire la dynamique des deux essaims visibles depuis mai 2018, et de décrire leur relation avec l'éruption du Fani Maore. Il permet d'avoir un suivi de la mise en place du système éruptif à l'est de Mayotte, et de proposer une architecture des conduits d'alimentation.

Cette séquence démarre brusquement avec la construction rapide de conduits reliant un réservoir profond (<40 km) à la surface, entre mi-mai et fin juin 2018. Cette séquence est caractérisée par un taux de sismicité et une magnitude des séismes élevées (1 événement de magnitude supérieure à 5.0 par jour en moyenne) lors du développement des conduits en profondeur, montrant à la fois l'importance de la pression exercée par la déstabilisation subite du réservoir et la résistance du milieu environnant, peu fracturé. Elle commence dans l'essaim distal, dont la majorité des séismes est située à plus de 20 km à l'est de Mayotte. Lors du premier mois de sismicité, la sismicité migre vers le sud-est par pics successifs de sismicité, puis remonte de 40 km de profondeur vers la surface à partir de juin 2018. L'éruption du volcan Fani Maore commence fin juin 2018.

La période entre mi-juillet 2018 et mi-août 2018 est la plus calme des 18 premiers mois d'activité en termes de sismicité. En revanche, le taux éruptif est d'une importance telle qu'il entraîne un déplacement de l'île de Mayotte (Lemoine et al., 2020, Peltier et al., 2022). La déflation mesurée implique un taux effusif allant jusqu'à 500m³/s, et ce, pendant quasiment un an et demi (Peltier et al., 2022). Cette vidange rapide du réservoir profond entraîne l'apparition d'un second essaim sismique, l'essaim proximal, situé entre 0 et 20 km à l'est de Mayotte, associé à un système de piston localisé au-dessus du réservoir alimentant Fani Maore. Cette déflation entraîne

ainsi une sismicité de plus en plus importante dans l'essai proximal, prédominante à partir d'octobre 2018, après un mois de septembre marqué par l'ouverture de nouveaux conduits et/ou une augmentation brusque du taux de vidange du réservoir. Celui-ci augmente régulièrement jusqu'en février 2019, puis diminue progressivement jusqu'en 2020 (Peltier et al., 2022), tout comme l'activité sismique de l'essai proximal qui lui semble corrélée. Tout comme l'essai distal, l'essai proximal est essentiellement profond, localisé entre 25 et 45 km de profondeur. Il se forme autour de 35 km de profondeur, en dessous d'un probable réservoir plus superficiel (Foix et al., 2021; Lavayssière et al., 2022) et se développe vers la profondeur.

Le catalogue des dix premiers mois a permis de mettre en évidence plusieurs points:

- Ces dix premiers mois sont particulièrement importants, spécialement les quatre premiers, car ils sont les témoins de la construction rapide du système magmatique et du début de l'éruption. Après octobre 2018, il n'y a plus d'épisode particulier ou significatif autre que le déroulement d'une éruption hors norme, i.e. pas de changement de régime apparent mis à part la diminution progressive des indicateurs marquant l'éruption.
- Les deux premiers mois d'activité sont caractérisés par des pics de sismicité, c'est-à-dire des séries de séismes successifs. A chaque pic majeur correspond un changement de direction dans la migration de la sismicité, indiquant une rupture d'un obstacle majeur à la construction des conduits. Ces migrations se font cependant toujours globalement dans le prolongement de la chaîne volcanique est-Mayotte, selon un axe NW-SE.
- L'activité de l'essai proximal est directement corrélée au taux éruptif, et l'activité de l'essai distal est associée aux phases de construction ou de modification des conduits magmatiques. Cela est particulièrement visible du fait que ces deux dynamiques ne se superposent pas dans le temps, chaque essai étant prédominant quand l'autre devient peu actif : lorsque les conduits sont en construction, l'éruption (donc la vidange du réservoir) ne peuvent pas avoir lieu, et la vidange a lieu quand les conduits sont construits et opérationnels, donc quand il y a très peu d'activité sur l'essai distal.
- La sismicité des premiers jours se situe entre les deux futurs essais, et migre rapidement vers l'est. Cela permet d'émettre l'hypothèse d'une crise sismique locale ayant déstabilisé un réservoir profond, dont la vidange est à l'origine de la séquence à l'est de Mayotte.
- Un épisode de sismicité particulier est repéré fin août au-dessus de l'essai proximal, entre 0 et 20 km de profondeur. Il est possible que cette activité sismique soit liée aux panaches acoustiques observés au large de Petite-Terre, sur des structures de la partie ouest de la chaîne volcanique est-Mayotte (Feuillet et al., 2021). Cet épisode pourrait marquer le début ou la réactivation de ces panaches, toujours visibles à chacune des missions océanographiques jusqu'en juillet 2023 (Feuillet et al., 2021 ; REVOSIMA, 2023a ; Scalabrin, 2023).

L'activité sismique est encore visible et localisable dans la zone d'étude, et est suivie par le REVOSIMA, mais reste bien inférieure à la sismicité de 2018, que ce soit en termes de taux sismique et de magnitude. Le processus éruptif est terminé depuis 2021, mais le système est toujours considéré comme actif, et sous surveillance. Bien que le déplacement mesuré par les capteurs GNSS soit depuis longtemps (fin 2019) confondu avec le niveau de bruit sur les stations, et qu'aucune coulée n'ait été détectée depuis janvier 2021, l'activité sismique est encore présente, avec notamment un séisme de magnitude 4.1 le 31 août 2023 (REVOSIMA, 2023b). De plus, la présence de panaches acoustiques persistants au-dessus de l'essai proximal pose question. La sismicité récente ne montre pour l'instant pas d'indicateur d'une quelconque réactivation.

De même, au vu des structures sous-marines au large de Mayotte (Feuillet et al., 2021, Puzenat et al., 2022) il n'est pas exclu qu'un épisode similaire ne se produise le long de la chaîne volcanique est-Mayotte, voire à l'échelle des Comores, dans un des champs volcaniques ou sur l'une des rides où du volcanisme récent a été identifié (Tzevahirtsian et al., 2021; Thinon et al., 2022).

Chapitre 4 : contenu fréquentiel des séismes du début de la séquence sismo-volcanique de Mayotte (10 mai 2018 - 24 février 2019)

1. Introduction

La présence et la circulation des fluides sont des éléments clés dans la compréhension de la dynamique de séquences volcaniques. Cette présence et cette circulation de fluides peuvent être déduites du contenu fréquentiel des séismes observés lors d'une séquence sismo-volcanique, et comparées avec la position des séismes, et permet de discuter leur lien avec les zones de stockage ou chambres magmatiques et la manière dont ils circulent. Il existe plusieurs types de sismicité sur les volcans, qui se différencient principalement par leur contenu fréquentiel, et sont générés par différentes sources sismogéniques, indicatrices du fonctionnement du système (voir Chapitre 2). Par exemple, la sismicité longue période (LP) et très longue période (VLP) est associée à de la circulation de fluide, alors que la sismicité plus haute fréquence, comme les séismes volcano-tectoniques (VT) est associée à des glissements sur des failles (Lahr et al., 1994 ; Chouet, 1996 ; Chouet et Matoza, 2013 ; McNutt et Roman, 2015). Les mécanismes au foyer associés sont généralement double couple, mais certains peuvent témoigner par exemple d'implosion ou d'explosion à proximité du système magmatique ou hydrothermal (Arnott et Foulger, 1994). Différentes études portant sur l'analyse fréquentielle des séquences sismiques en contexte volcanique ont pu permettre d'identifier des zones d'intrusion de magma, comme sous Mammoth Mountain ou le Kilauea (Cramer and McNutt, 1997; Matoza et al., 2014), ou ont aidé à la compréhension de la dynamique de dykes, permettant d'anticiper la présence de fluides proches de la surface en Afar (Tepp et al., 2016).

Ce chapitre présente une analyse spatio-temporelle du contenu fréquentiel des séismes des dix premiers mois de la crise sismo-volcanique de Mayotte du 10 mai 2018 au 24 février 2019. Cette étude se base sur l'ensemble des séismes du catalogue de Mercury et al. (2022) (voir chapitre 3). Il apparaît important de revisiter le contenu fréquentiel des événements du catalogue de la première année de la séquence, marquée par des transferts latéraux et verticaux de magma mis en évidence par les données sismologiques (Cesca et al., 2020 ; Laurent et al., 2021 ; Lemoine et al., 2020a ; Feuillet et al., 2021 ; Lavayssière et al., 2022 ; Retaillieu et al., 2022 ; cf chapitre 3), géodésiques (Lemoine et al., 2020a; Peltier et al., 2022) et pétrologiques (Berthod et al., 2021a, 2021b, 2022) en rapport avec la mise en place du volcan Fani Maore. Le contenu fréquentiel des événements sismiques et son évolution au cours de la séquence sont analysés ici pour identifier la présence des fluides ainsi que leur localisation lors des premiers mois de sismicité. Quatre ans après l'intensification de la surveillance sismique, cette étude tient compte également des nouvelles contraintes sur la localisation des réservoirs et des conduits apportées par les études récentes (Feuillet et al., 2021; Foix et al., 2021; Berthod et al., 2021a, 2021b; Lavayssière et al., 2022; Mittal et al., 2022).

Pour réaliser cette étude, la méthode utilisée s'appuie sur le calcul et l'analyse de l'index de fréquence (Buurman et West, 2010). Cette méthode calcule un indicateur du contenu fréquentiel d'un séisme et permet de les regrouper par catégorie (VT/LP par exemple).

2. Caractéristiques des séismes du catalogue utilisé

2.1. Données utilisées : choix d'une station de référence

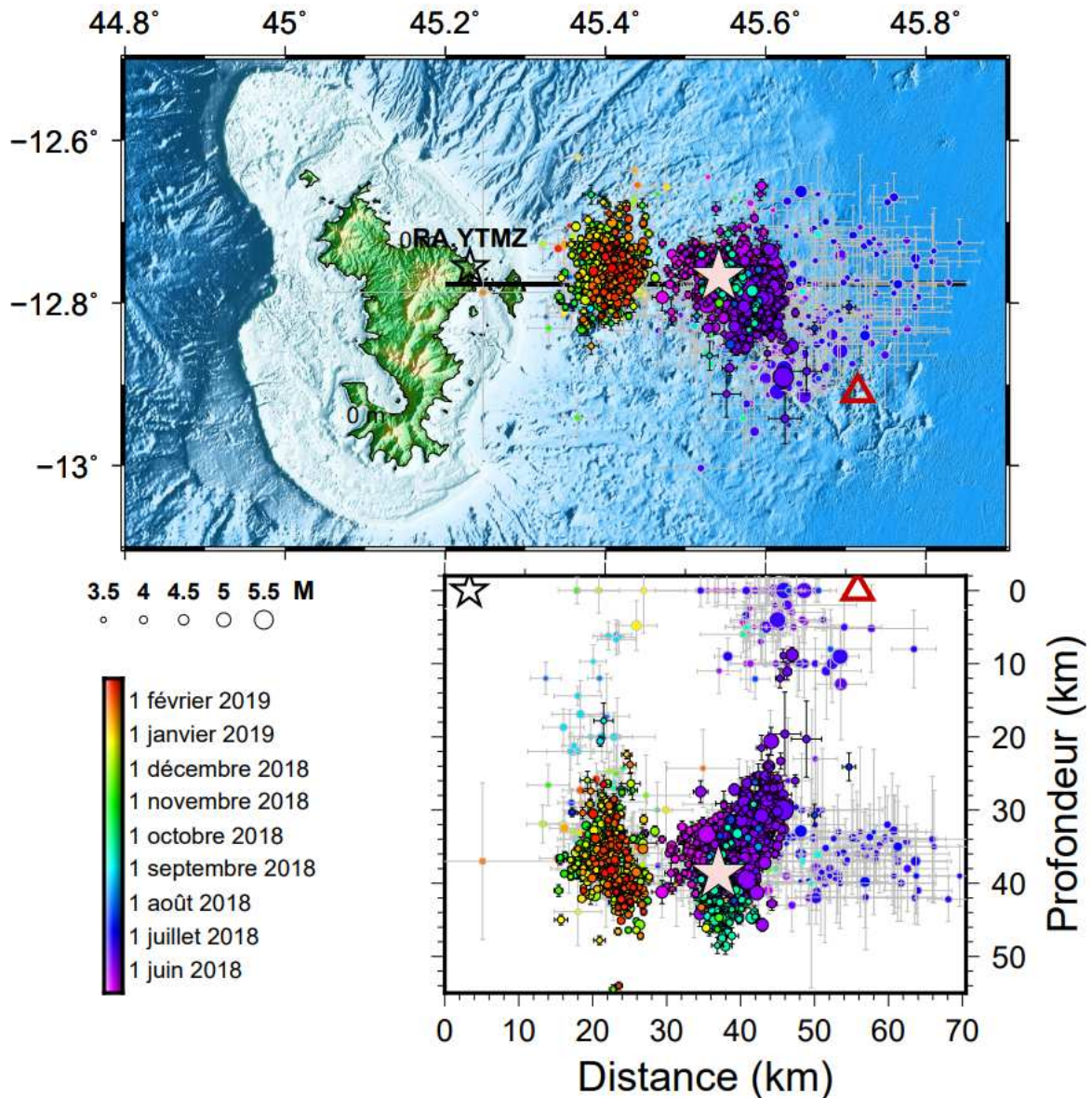


Figure 1: Position de la station RA.YTMZ (étoile noire) par rapport aux séismes des 10 premiers mois (10 mai 2018 - 24 février 2019) de la séquence mahoraise, en carte et en coupe. La ligne noire sur la carte indique le trait de coupe. L'étoile rose indique la position du séisme le plus fort de la séquence, qui s'est produit le 15 mai 2018 à 14H48 UTC. Le triangle rouge représente le volcan Fani Maore.

Les formes d'onde utilisées proviennent de la station accélérométrique (RA.YTMZ), station sur laquelle tous les séismes des 10 premiers mois de la séquence mahoraise ont été pointés (fig. 1). Par comparaison, seulement 1218 arrivées d'ondes P et S (à peine la moitié du nombre de pointés sur RA.YTMZ) ont été pointées sur RA.MDZA, la deuxième station mahoraise avec le plus d'arrivées pointées. RA.YTMZ n'a pas d'effet de site marqué : ni effet lithologique, ni effet topographique n'y ont été mesurés (Roullé et al., 2022). Il s'agit de la seule station

sans effet de site parmi les stations mahoraises disponibles avant mars 2019 (Roullé et al., 2022). Le bruit de fond sur la station est important au-delà de 10 secondes environ, mais aussi à haute fréquence (Fig. 2). La station est placée à proximité de sources de bruit d'origine anthropique, plus importantes en journée que la nuit et en semaine que le week-end (cf chapitre 2, figure 1a).

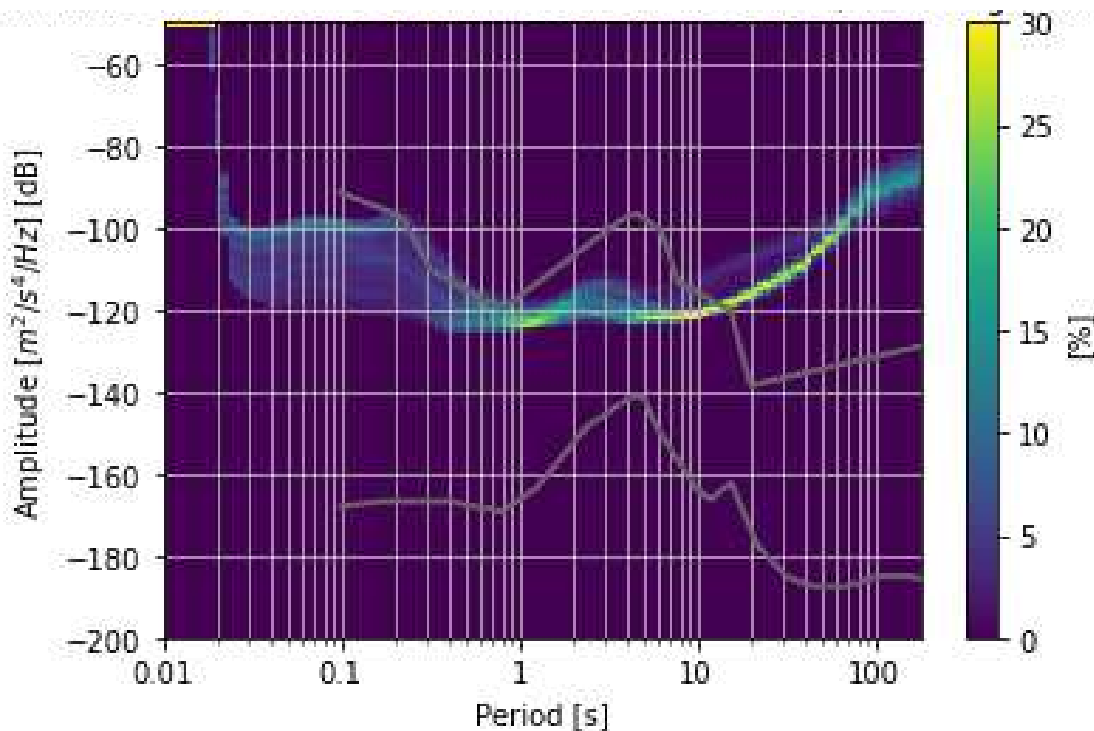


Figure 2: Probabilistic Power Spectral Density du signal continu sur la station RA.YTMZ (entre le 31 mars et le 9 mai 2018, avant la séquence sismique à l'est de Mayotte).

Cependant étant donné la nature du capteur, et surtout la répartition des séismes, la magnitude de complétude à cette station est de 3.5. En effet les séismes étudiés proviennent de la zone sismogénique mahoraise qui s'étend sur une grande gamme de profondeur (jusqu'à 50 km) et de distance (de 10 à 60 km de la station RA.YTMZ, fig. 1).

2.2. Contenu fréquentiel des séismes mahorais

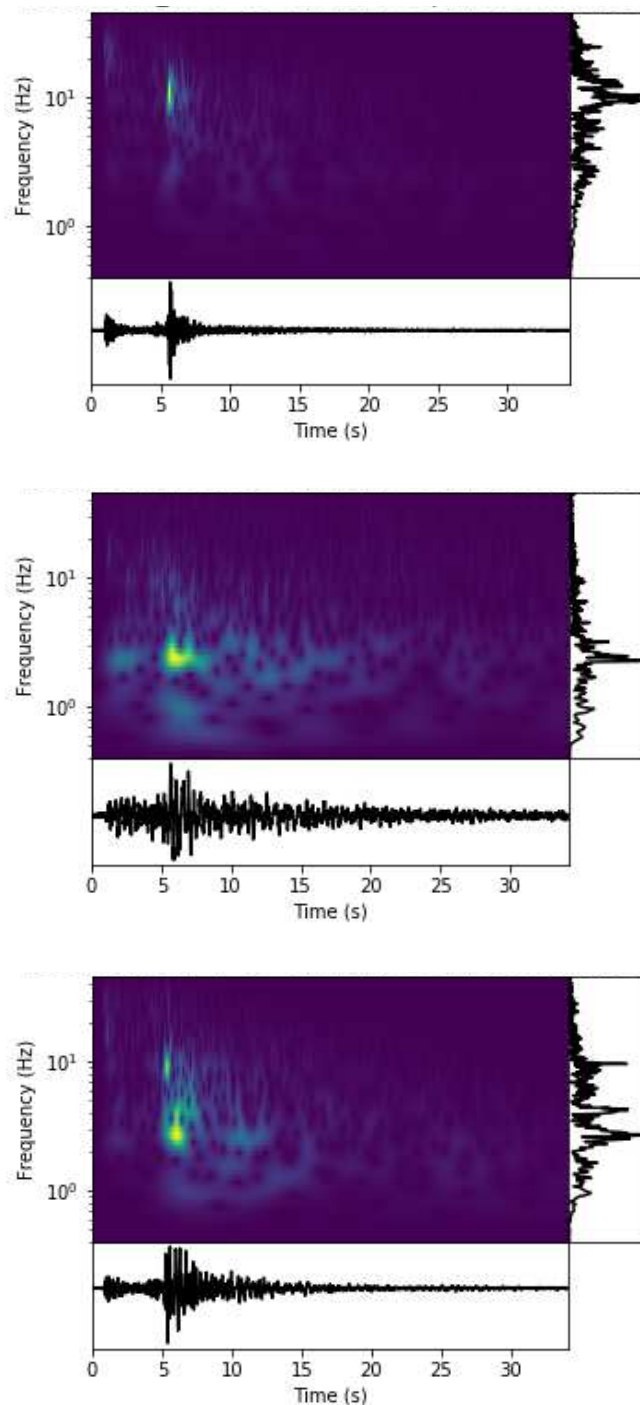
La station RA.YTMZ, bien qu'accélérométrique, bruitée, et assez éloignée de la zone d'étude, permet de repérer des événements à contenu fréquentiel différent sur 2831 séismes des 10 premiers mois de la séquence mahoraise, issus du catalogue Mercury et al. (2022). Pour la journée du 15 octobre 2018, pour des magnitudes similaires (entre 3.4 et 3.6) et des hypocentres très proches (à moins de 6 km les uns des autres, cf table 1), on observe:

- un VT (Fig. 3a): le signal est impulsif, les arrivées des ondes P et S sont bien nettes. Le contenu fréquentiel du séisme est haute fréquence (principalement entre 7 et 11 Hz), avec une coda plutôt courte.
- un LP (Fig. 3b): Le signal est émergent, les arrivées des ondes P et S sont moins claires que sur un VT. Le contenu fréquentiel est plus basse fréquence (la majorité du signal se trouve sous 3 Hz), avec une coda plus longue.
- un séisme à la gamme de fréquence intermédiaire, qu'on pourrait qualifier d'hybride (Fig. 3c): l'arrivée de l'onde S est plus claire que sur le LP précédent. Le contenu fréquentiel est plus bas que pour le VT précédent : la majorité du contenu fréquentiel se trouve entre 2 et 5 Hz, avec un pic plus haute

fréquence autour de 9 Hz. La coda a une durée intermédiaire entre celle du VT et celle du LP précédant celui-ci.

Date	Heure	Magnitude	Type	Longitude	Latitude	Profondeur (km)
15/10/2018	02:57	3.4	VT	45.399	-12.792	32.6
15/10/2018	08:25	3.6	LP	45.396	-12.812	35.1
15/10/2018	21:47	3.6	Hybride	45.398	-12.759	35.1

Table 1: Caractéristiques des séismes présentés en figure 3.



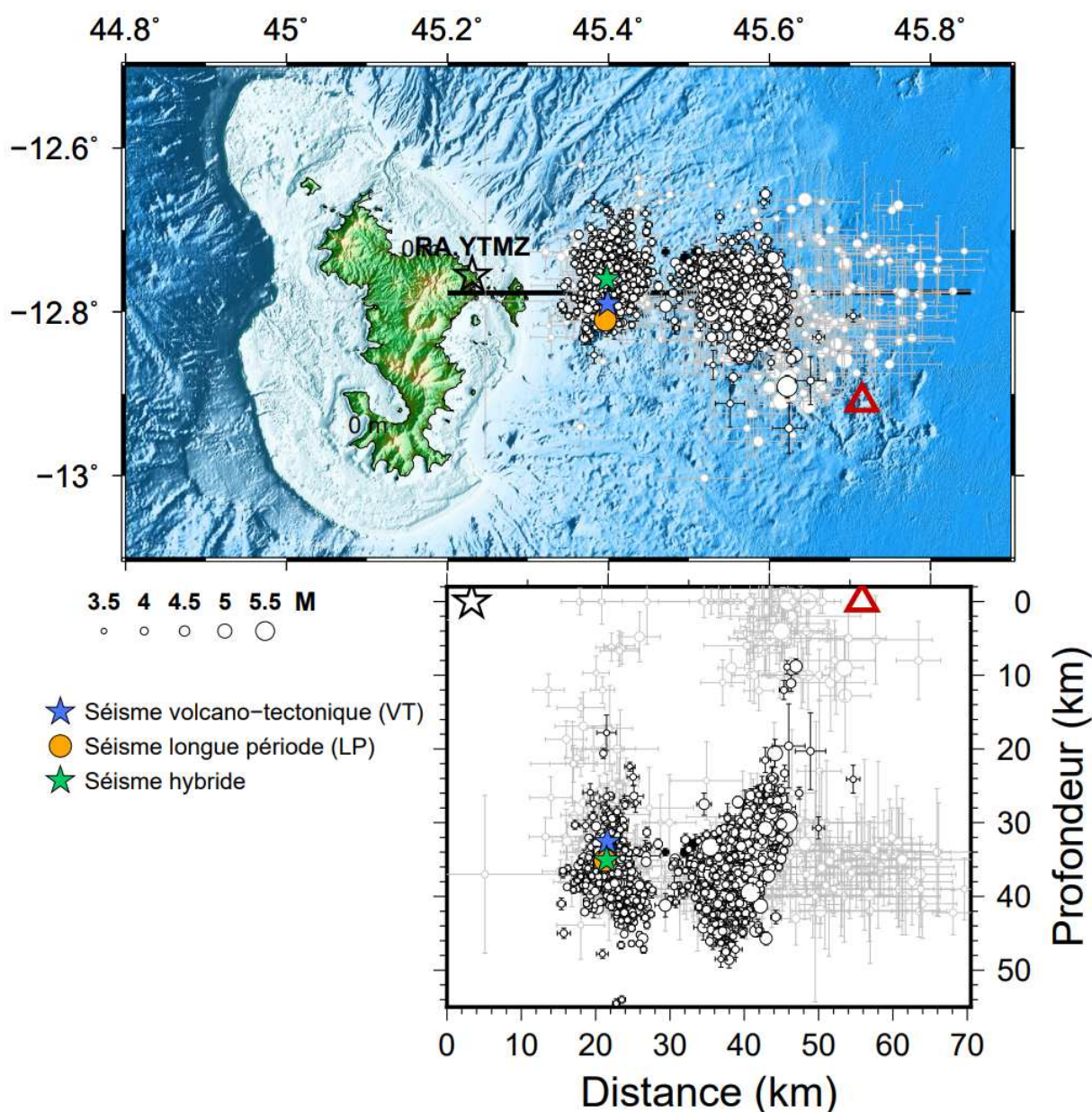


Figure 3: Signal temporel et spectrogramme de trois séismes du 15 octobre 2018, sur la composante verticale de la station RA.YTMZ, et localisation de ceux-ci. a) Séisme volcano-tectonique. b) Séisme longue période. c) Séisme hybride. d) Carte et coupe indiquant la localisation de ces 3 événements par rapport à la sismicité des 10 premiers mois de la séquence mahoraise. L'étoile noire indique la position de RA.YTMZ. Le triangle rouge indique la position du volcan Fani Maore. Les couleurs des séismes correspondent à celles utilisées en figure 4.

2.3. Analyse de l'index de fréquence pour les 10 premiers mois

Pour déterminer les paramètres du calcul d'index de fréquence, des signaux caractéristiques des catégories LP et VT du catalogue établi au chapitre précédent ont été étudiés. Le spectre des LP montre un pic basse fréquence, inférieur à 3.5 Hz, propre aux séismes longue période (Fig. 3b, 4). En revanche, les VT ont un contenu fréquentiel plus élevé à partir de 7 Hz (Fig. 3a, 4). Aussi, le A_{lower} choisi finit à 3.5 Hz, et le A_{upper} choisi commence à 7 Hz. De plus, la bande correspondant au A_{lower} commence à 1 Hz, afin d'éliminer le bruit de fond sur la station (Fig. 2), et celle correspondant au A_{upper} s'arrête à 11 Hz à cause du bruit d'origine principalement anthropique (Fig. 2). En conséquence, un A_{lower} entre 1 et 3.5 Hz, gamme de fréquence caractéristique des LP du catalogue, et un A_{upper} entre 7 et 11 Hz, gamme plus marquée sur les VT du catalogue, ont été sélectionnés, afin d'avoir pour chaque

séisme des 10 premiers mois de la séquence une valeur d'index de fréquence indicatrice du type d'événement sismique.

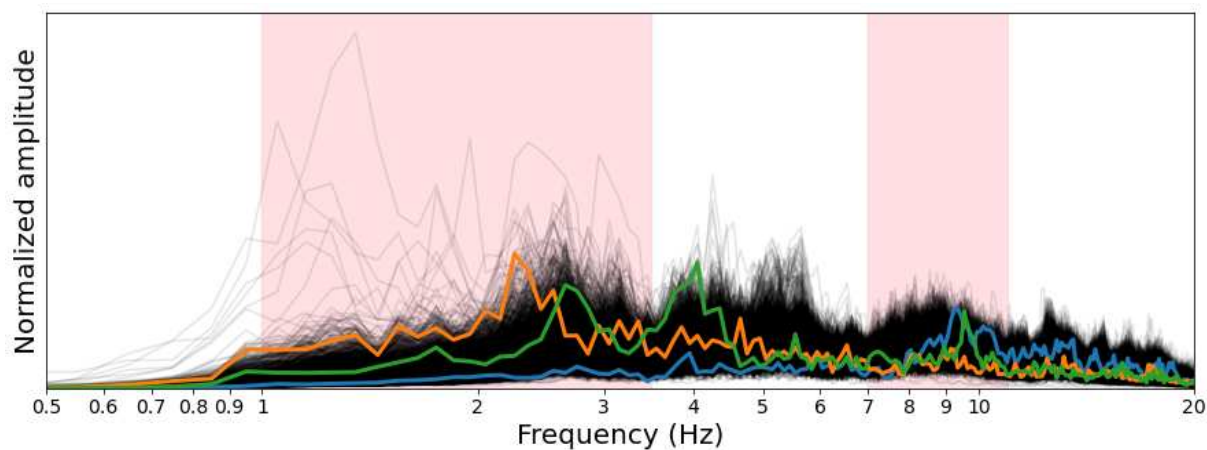


Figure 4: Spectre de 2831 séismes du catalogue Mercury et al. (2022), normalisé par l'aire sous le spectre (intégrale). Le spectre bleu représente le séisme volcano-tectonique en figure 3a, le spectre orange représente le séisme longue période en figure 3b, le spectre vert représente le séisme hybride en figure 3c (voir Table 1 et figure 3). Les zones rouges représentent les bandes A_{lower} et A_{upper} sélectionnées pour le calcul d'index de fréquence.

3. Résultats

3.1. Distribution des valeurs de FI

Les valeurs de FI obtenues se situent entre -1.4 et 0.7, et suivent une distribution normale dont le maximum est autour de 0.2 (Fig. 5). La distribution n'est pas symétrique par rapport à ce maximum: la distribution est plus serrée pour les valeurs de FI supérieures à 0.2, et plus étalée pour les valeurs de FI inférieures à 0.2.

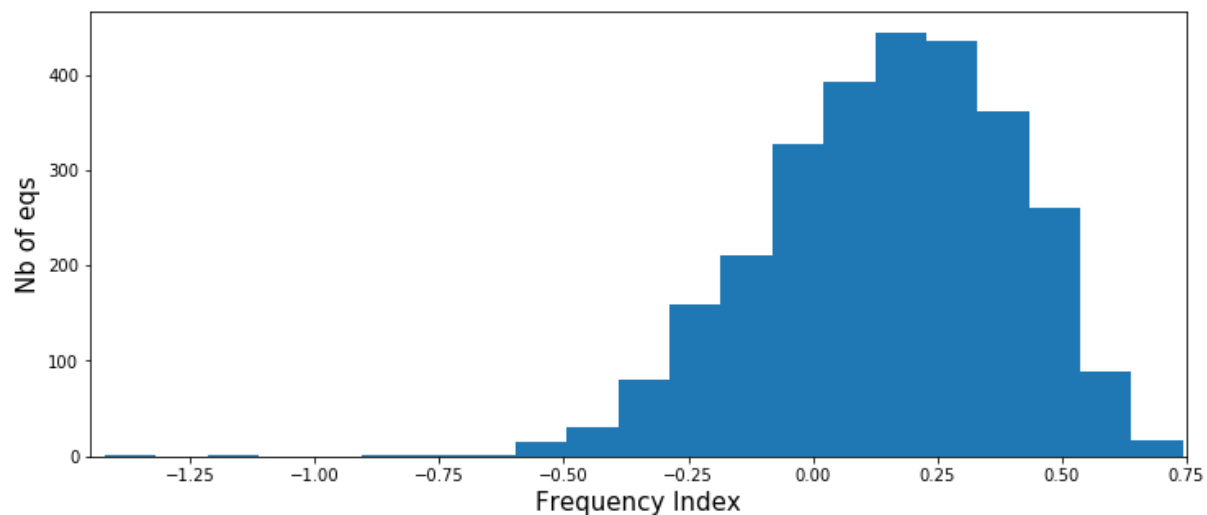


Figure 5: Distribution du nombre de séismes par catégorie d'index de fréquence, pour 2831 séismes du catalogue Mercury et al. (2022).

3.2. Variation de FI selon la magnitude et la distance

Deux principaux paramètres semblent être corrélés à la valeur de FI : la distance à la station et la magnitude du séisme :

- Plus la magnitude d'un séisme est élevée, plus la valeur de FI est basse (Fig. 6a). La différence est notable : les séismes de magnitude $ML_v > 5.0$ ont un FI moyen de -0.19 alors que celui des séismes de magnitude $ML_v < 3.5$ est de 0.37, soit une décroissance par unité de magnitude d'environ 0.19. L'amplitude des signaux des séismes de magnitude plus forte est plus importante dans les basses fréquences. Ce résultat correspond à celui attendu, à savoir que le contenu fréquentiel d'un séisme est plus riche en basse fréquence si la magnitude est plus élevée (McNutt et Roman, 2015).
- La distribution des valeurs de FI selon la distance à la station RA.YTMZ est vérifiée car il est possible de corriger l'effet de la distance sur la valeur de FI (Greenfield et al. 2019). Cependant, la corrélation entre distance à la station RA.YTMZ et valeur de FI est faible (Fig. 7), y compris si l'on regarde séparément les variations de FI selon la longitude (Fig. 8), la latitude (Fig. 9) ou la profondeur (Fig. 10), et ce, même en regardant les valeurs de FI sur chacun des essais séparément. Si l'on sépare la figure 6a par essaim, les valeurs de FI, à magnitude équivalente, sont plus basses d'environ 0.3 sur l'essai proximal par rapport à celles de l'essai distal (Fig 6b-c). Ce résultat est l'inverse de celui attendu, car l'index de fréquence est supposé diminuer avec la distance.

Par la suite, les séismes sont séparés par gamme de magnitude et par essaim, afin de s'affranchir malgré tout de cet impact de la magnitude et des différences entre essais sur les valeurs de FI.

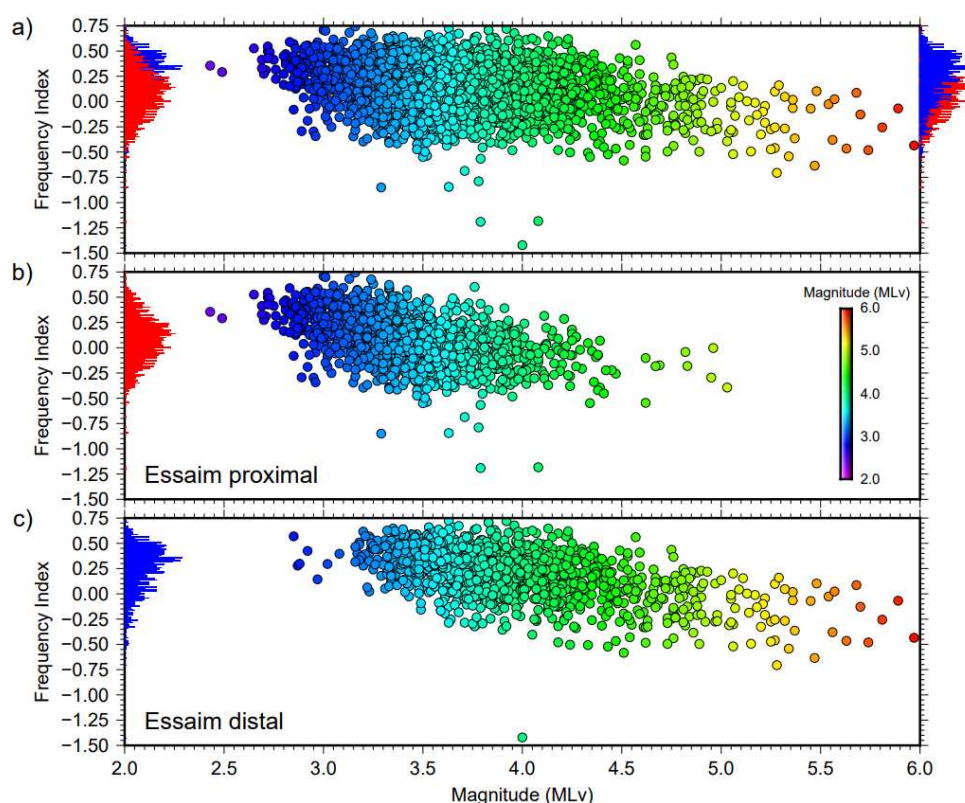


Figure 6: Valeurs de FI sur 2831 séismes du catalogue de sismicité Mercury et al. (2022) en fonction de la magnitude des séismes. a) Valeurs de FI sur les séismes des deux essais. b) Valeurs de FI sur les séismes de l'essai proximal. c) Valeurs de FI sur les séismes de l'essai distal. Les histogrammes rouges et bleus indiquent la distribution des valeurs de FI sur l'essai proximal et distal, respectivement.

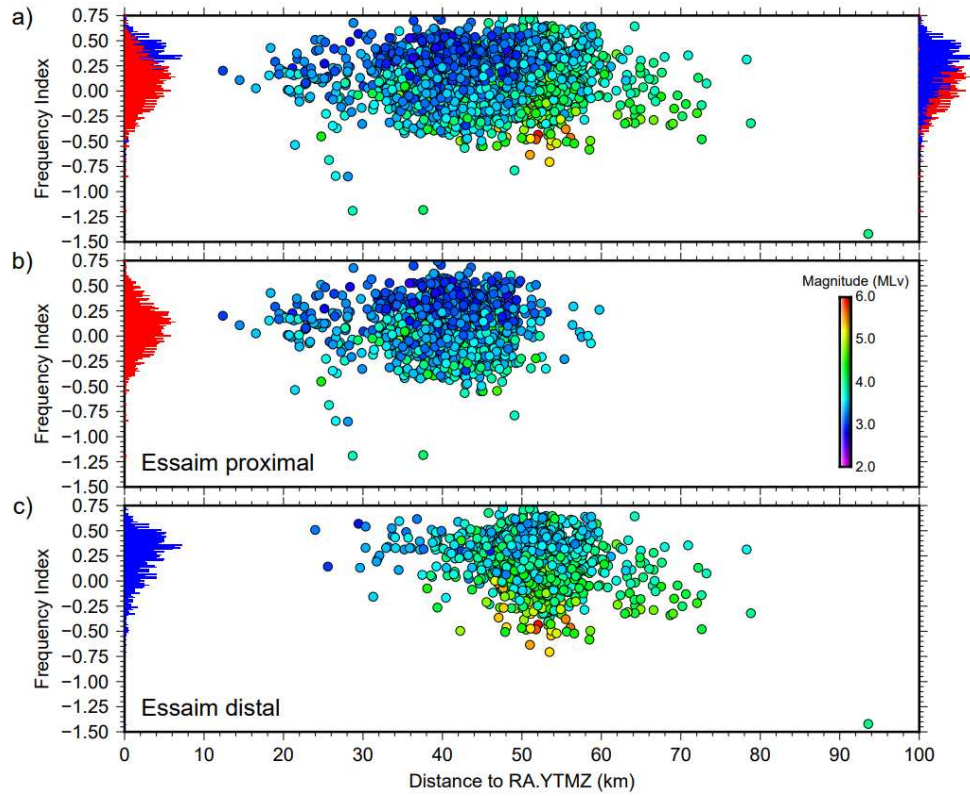


Figure 7 : Valeurs de FI sur 2831 séismes du catalogue de sismicité Mercury et al. (2022) en fonction de la distance entre les séismes et la station RA.YTMZ. a) Valeurs de FI sur les séismes des deux essaims. b) Valeurs de FI sur les séismes de l'essaim proximal. c) Valeurs de FI sur les séismes de l'essaim distal. Les histogrammes rouges et bleus indiquent la distribution des valeurs de FI sur l'essaim proximal et distal, respectivement.

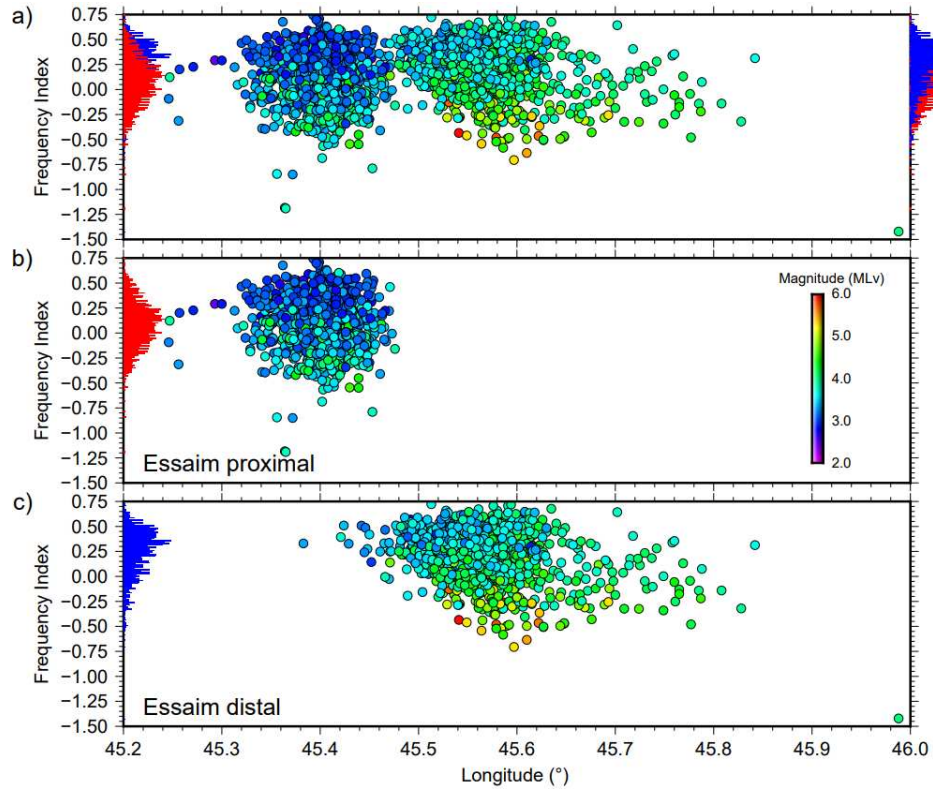


Figure 8 : Valeurs de FI sur 2831 séismes du catalogue de sismicité Mercury et al. (2022) en fonction de la longitude des séismes. a) Valeurs de FI sur les séismes des deux essaims. b) Valeurs de FI sur les séismes de l'essaim proximal. c) Valeurs de FI sur les séismes de l'essaim distal. Les histogrammes rouges et bleus indiquent la distribution des valeurs de FI sur l'essaim proximal et distal, respectivement.

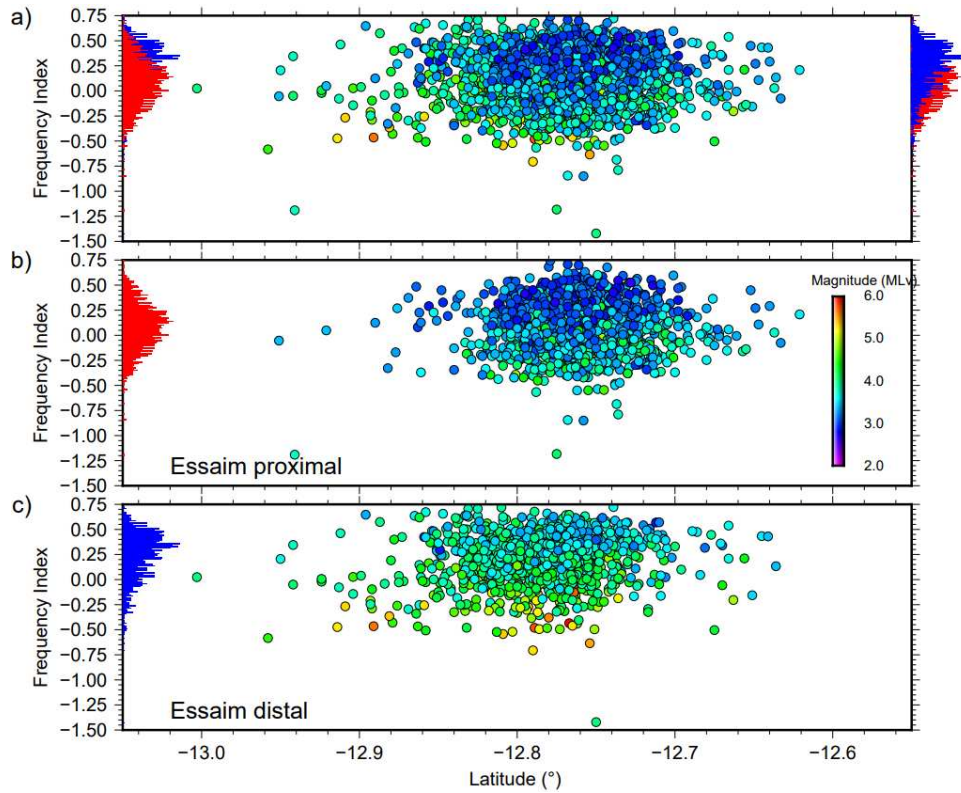


Figure 9 : Valeurs de FI sur 2831 séismes du catalogue de sismicité Mercury et al. (2022) en fonction de la latitude des séismes. a) Valeurs de FI sur les séismes des deux essaims. b) Valeurs de FI sur les séismes de l'essaim proximal. c) Valeurs de FI sur les séismes de l'essaim distal. Les histogrammes rouges et bleus indiquent la distribution des valeurs de FI sur l'essaim proximal et distal, respectivement.

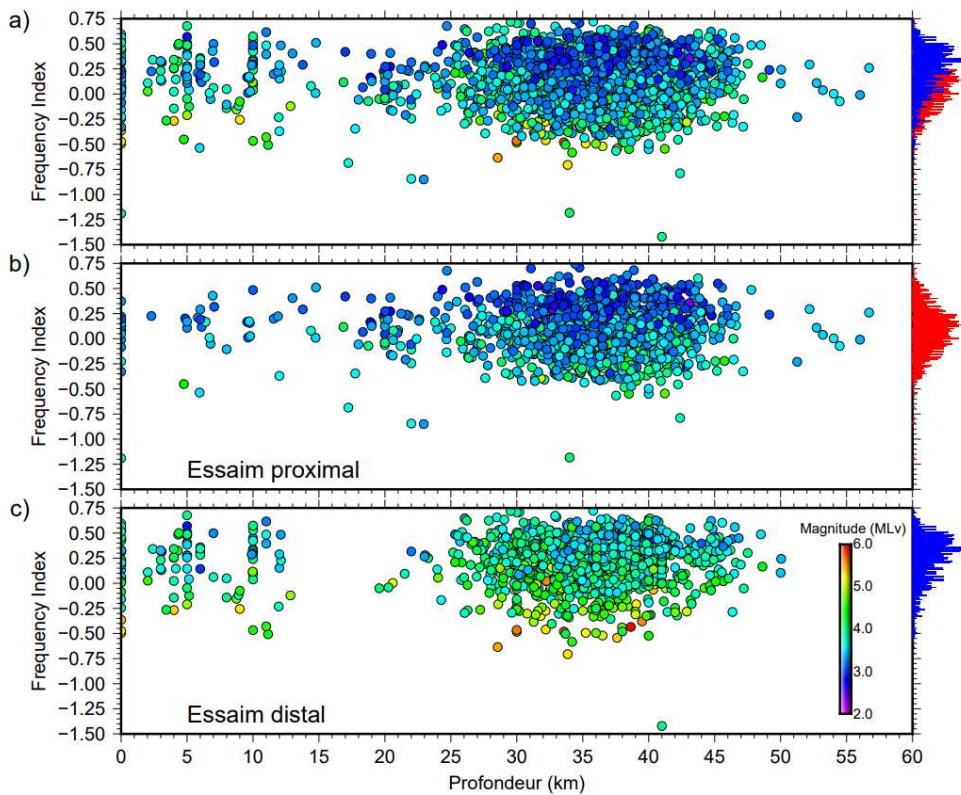


Figure 10 : Valeurs de FI sur 2831 séismes du catalogue de sismicité Mercury et al. (2022) en fonction de la profondeur des séismes. a) Valeurs de FI sur les séismes des deux essaims. b) Valeurs de FI sur les séismes de l'essaim proximal. c) Valeurs de FI sur les séismes de l'essaim distal. Les histogrammes rouges et bleus indiquent la distribution des valeurs de FI sur l'essaim proximal et distal, respectivement.

3.3. Critère de séparation LP-VT-Hybride

Les seuils permettant de déterminer la séparation entre LP, hybrides et VTs sont déterminés à partir des signaux temporels, spectres, et spectrogrammes.

Tous les séismes avec une valeur de FI inférieure à -0.40 (45 séismes) ont été regardés un par un et classés en s'appuyant sur leur spectre, spectrogramme et signal temporel :

- La valeur la plus basse (-1.42) est liée à un séisme situé à plus de 10 km à l'est de l'essai distal. Ce séisme n'est pas pertinent et ignoré dans le cadre de cette étude.
- Les 14 séismes entre -1.2 et -0.54 sont tous qualifiés en tant que basse fréquence (LP).
- Les 30 séismes restants sont tous qualifiés en tant qu'hybrides, sauf un classé en LP.

Il semble pertinent, sur cette base, de fixer la séparation LP-Hybrides à -0.54.

Date	Heure	Magnitude (MLv)	Longitude (°)	Latitude (°)	Profondeur (km)	Index de Fréquence	Essaim
2018-05-26	00:32:44	5,47	45,610	-12,754	28,55	-0,635	Distal
2018-05-28	17:09:31	5,34	45,564	-12,809	37,61	-0,543	Distal
2018-05-31	01:10:17	5,28	45,597	-12,790	33,86	-0,706	Distal
2018-06-23	18:44:17	4,51	45,586	-12,958	34,19	-0,583	Distal
2018-07-06	00:49:42	4,00	45,988	-12,750	41,00	-1,421	-
2018-07-31	00:36:59	3,63	45,356	-12,768	22,00	-0,845	Proximal
2018-07-31	00:37:44	3,71	45,402	-12,737	17,23	-0,686	Proximal
2018-08-09	04:10:35	3,29	45,372	-12,758	22,94	-0,850	Proximal
2018-09-02	08:46:37	4,08	45,364	-12,775	34,00	-1,183	Proximal
2018-11-11	09:28:01	3,78	45,453	-12,736	42,38	-0,789	Proximal
2018-11-11	09:29:32	3,79	45,365	-12,941	0,00	-1,191	Proximal
2018-11-13	11:56:49	3,79	45,403	-12,788	37,53	-0,566	Proximal
2018-11-19	03:37:25	4,62	45,430	-12,745	41,22	-0,546	Proximal
2018-11-26	08:47:30	3,50	45,408	-12,762	40,00	-0,549	Proximal
2019-01-30	16:12:53	4,34	45,439	-12,755	38,50	-0,548	Proximal

Table 2 : liste des 15 séismes longue période identifiés dans le catalogue Mercury et al. (2022).

La limite entre séismes hybrides et VT est moins nette. Les premiers VTs ont des valeurs de FI à 0, et certains hybrides peuvent avoir des valeurs de FI supérieures à 0.2. Pour trouver un compromis, la séparation VT-Hybride est fixée à 0.1, qui semble être le point de bascule entre une majorité d'hybrides et peu de VTs en dessous de 0.1, et une majorité de VTs et peu d'hybrides au-dessus de 0.1. Les hybrides et VTs sont divisés en deux catégories : les plus bas en fréquence et les plus hauts en fréquence de chaque catégorie. La séparation entre les

deux catégories d'hybride est fixée de manière arbitraire à -0.2, et la limite entre les deux catégories de VT est fixée de manière arbitraire à 0.25.

Suivant ces critères de classification, sur les 2831 séismes pour lesquels une valeur de FI est calculée, il y a 15 LP (Table 2), 1116 séismes hybrides et 1700 VT.

3.4. Distribution spatiale du contenu fréquentiel

La valeur de FI moyenne de l'essai proximal est inférieure de 0.1 à celle de l'essai distal, et ce malgré le fait que les séismes de magnitude élevée, à FI bas, soient principalement dans l'essai distal.

Pour les deux clusters, les séismes les plus bas en fréquence se retrouvent au centre des essais (Fig. 11).

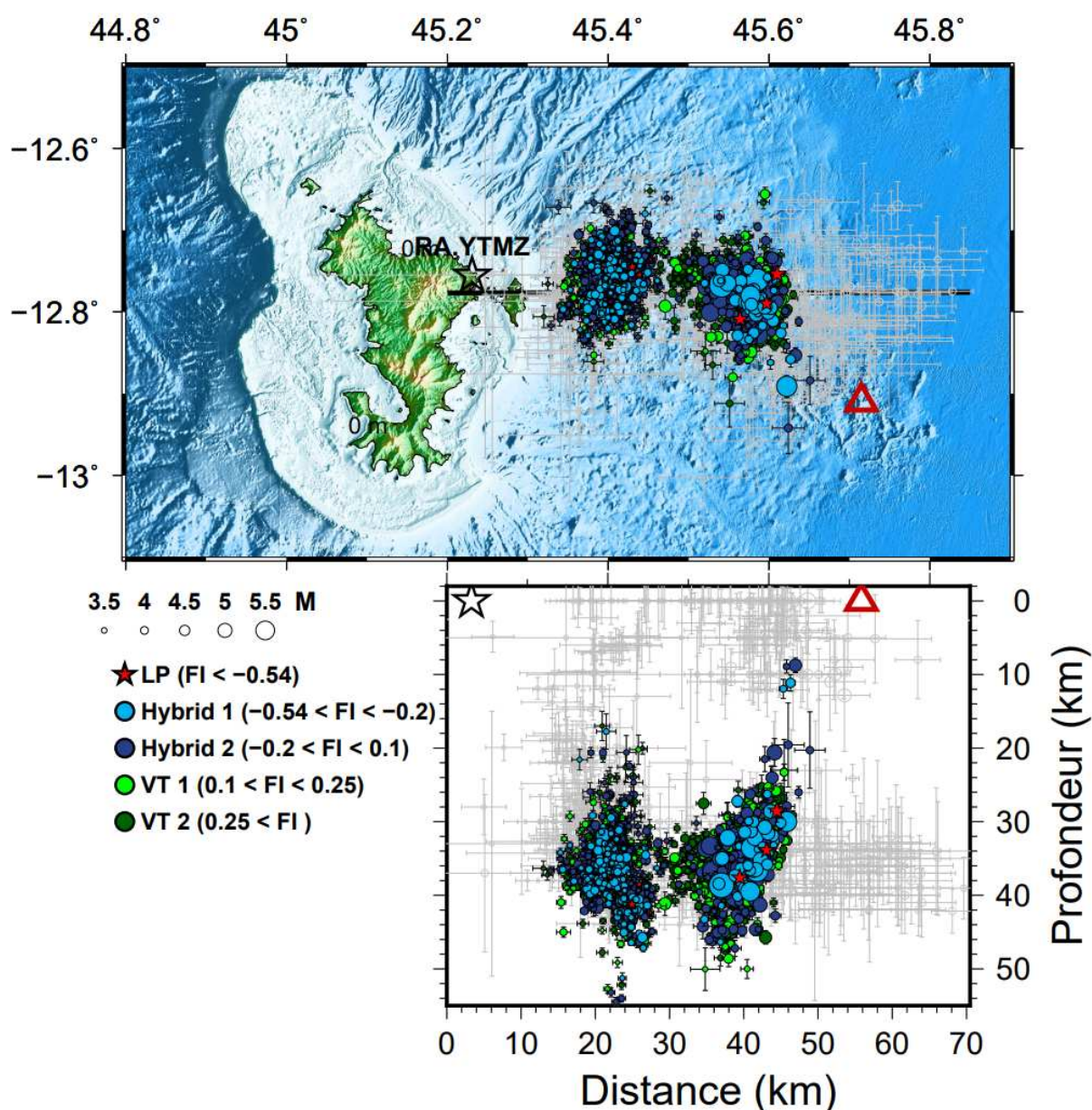


Figure 11: Distribution spatiale des meilleures localisations (séismes localisés avec HypoDD) du catalogue Mercury et al. (2022). a) Carte. b) Coupe W-E. La couleur indique la catégorie de séisme identifiée, les séismes grisés sont ceux localisés avec Hypo71.

Dans l'essai proximal, les événements de la catégorie LP se retrouvent dans sa partie inférieure, autour de 40 km de profondeur. Ces séismes forment un patch de sismicité quasi-circulaire dont le centre regroupe les

événements les plus bas en fréquence (Fig 11a). Plus on s'éloigne du cœur du cluster proximal (localisé environ à une longitude de 45.4E, une latitude de 12.76S, et 35 km de profondeur) et plus le contenu fréquentiel des séismes a tendance à être exclusivement élevé. On observe aussi un alignement de cette sismicité dans la partie est de l'essai proximal, depuis son centre vers la profondeur (Fig 11 a-b).

Dans l'essai distal, les événements de la catégorie LP suivent la migration vers la surface de la sismicité, et ont lieu les 26, 28, 31 mai et 23 juin 2018 (Table 2). La sismicité basse fréquence (Hybride et LP) suit l'alignement NW-SE et profondeur-surface de la sismicité de ce cluster (Fig. 11). La proportion de sismicité basse fréquence est plus grande dans la partie sud-est et superficielle de l'essai distal qu'en son centre en profondeur. Enfin, on repère un patch de séismes autour de 45.5 de longitude, regroupant essentiellement de la sismicité haute fréquence (Fig 11a-b).

3.5. Evolution temporelle du contenu fréquentiel

Les variations temporelles de FI sont décrites en fonction des phases décrites au chapitre 3. Chaque observation est vérifiée par catégorie de magnitude, sur plusieurs catégories de magnitude (Fig. 12).

3.5.1. Phase 1: du 10 mai au 8 juin 2018

La phase 1 est interprétée comme une phase d'ouverture de conduits et de propagation latérale du magma en profondeur, avec de nombreuses ruptures dues à la brusque mise sous pression du milieu (cf chapitre 3). De fait, les valeurs de FI de la phase 1 sont élevées par rapport à la moyenne du catalogue Mercury et al. (2022), avec 86% des valeurs de FI au-dessus de 0 contre 72% pour tout le catalogue.

L'activité sismique des 3 premiers jours, du 10 au 12 mai 2018 est différente de celle du reste du catalogue Mercury et al. (2022) : les valeurs de FI sont toutes supérieures à -0.03. Plus spécifiquement, le premier jour (10 mai 2018), 93% des valeurs de FI sont supérieures à 0.2, pour 41 séismes. Les valeurs minimales commencent à diminuer à partir du 12 mai 2018. Les plus basses valeurs de FI ($FI < -0.25$) se retrouvent le 15 Mai, dont le séisme le plus fort à ce jour pour les essais mahorais (M_w 5.9), à 15H48 (FI -0.43). Pendant le reste des deux premières semaines (16-24 mai 2018), les valeurs de FI restent toutes supérieures à -0.3.

Le 25 mai 2018, on observe le premier séisme avec une valeur de FI inférieure à -0.45, de magnitude 5.3. Sept autres séismes similaires, à $FI < -0.45$, se retrouvent dans la semaine qui suit le 25 mai (25-31 mai 2018), et sont de magnitude supérieure à 4.9. Durant cette semaine qui a la valeur de FI moyenne la plus basse de la phase 1, on retrouve aussi les valeurs de FI les plus basses de la phase 1 (Fig. 12), dont 3 séismes LP dans l'essai distal: un le 26 mai à 00H32 UTC, un le 28 mai à 17H09UTC, et le dernier le 31 mai à 01H10 UTC (Figs. 11 et 12, table 2).

En moyenne, la valeur de FI baisse lors des 3 premières semaines, mais redevient plus élevée, vers les valeurs des premiers jours, à partir du premier juin et ce pour la dernière semaine de la phase 1 (Fig. 12 b-c-d-e-f).

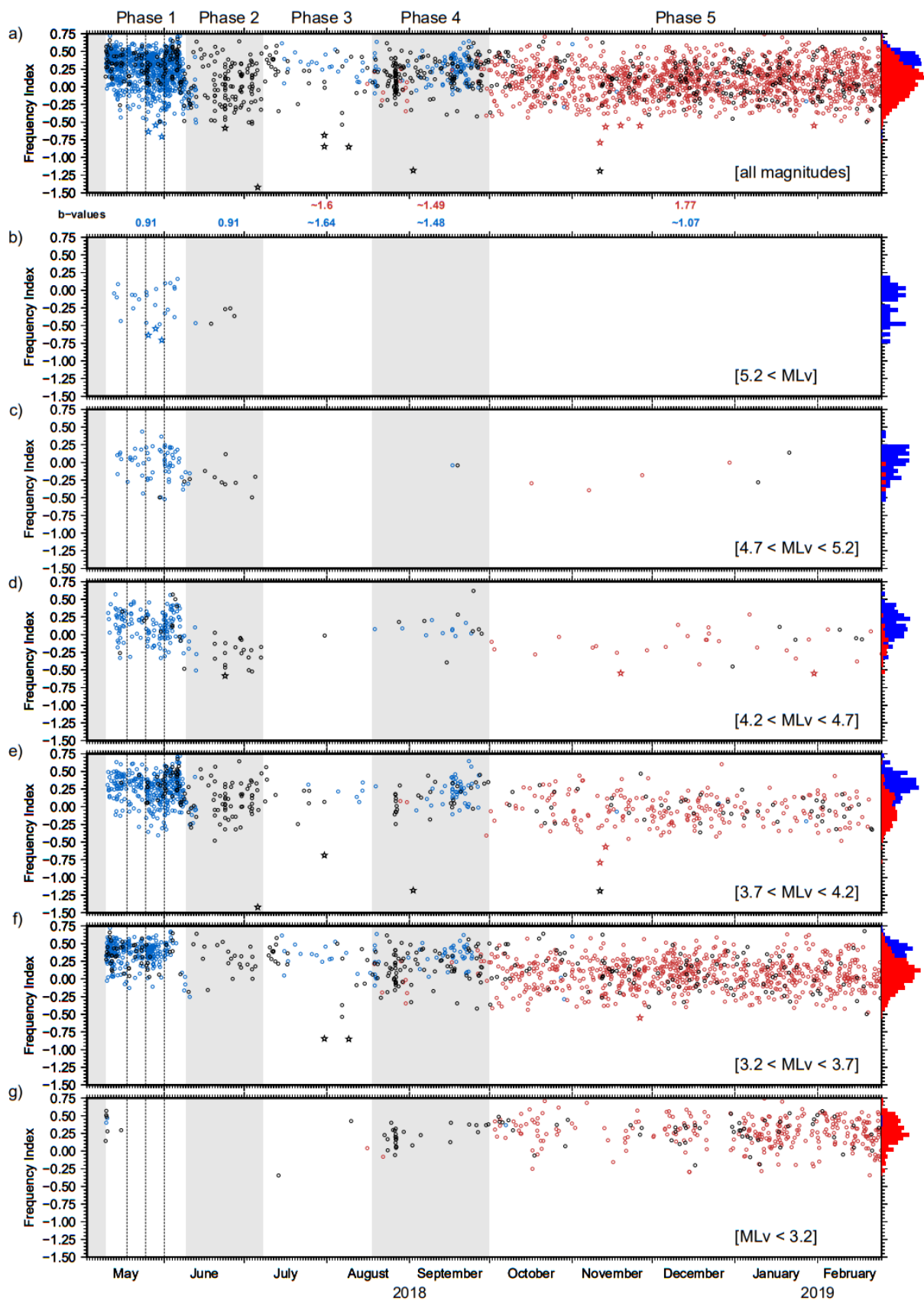


Figure 12: Valeurs de FI sur 2831 séismes du catalogue Mercury et al. (2022), de mai 2018 à février 2019, par catégorie de magnitude, en fonction du temps. Localisations HypoDD sur l'essai proximal et distal en rouge et bleu, respectivement. Localisations Hypo71 en noir. Les histogrammes rouges et bleus indiquent la distribution des valeurs de FI sur l'essai proximal et distal, respectivement. Les étoiles indiquent les séismes identifiés comme longue période (LP).

3.5.2. Phase 2: du 9 juin au 7 juillet 2018

La phase 2 correspond à la remontée du magma vers la surface et le début de l'éruption (cf chapitre 3). Les valeurs de FI de la phase 2 sont en moyenne les plus basses de tout le catalogue, et notamment de l'essai distal: on en compte 53% en dessous de 0. Le contenu fréquentiel diminue fortement par rapport à la phase 1, pour toutes les catégories de séismes au-dessus de la magnitude de complétude de 3.7 (Fig. 12 b-c-d-e, chapitre 3) et notamment par rapport à la dernière semaine de la phase 1. On y compte deux séismes LP, qui sont localisés dans l'essai distal (Figs. 11 et 12, table 2). Le premier a lieu le 23 juin 2018 à 18H44 UTC. Le second, a lieu le 6 juillet 2018 à 00H49 UTC, et est associé à la valeur de FI la plus basse du catalogue. Cet événement est également particulier du fait de sa localisation : situé en dehors des essais, à plus de 10 km au-delà des autres séismes de l'essai distal, il est ignoré dans le cadre de cette étude.

Les valeurs de FI diminuent brusquement deux jours avant le début de la phase 2 telle que définie au chapitre 3, à partir du 7 juin 2018 (Fig. 12b-c-d-e-f): on enregistre une baisse de 0.25, 0.40, 0.32 pour les catégories de magnitude $4.7 < ML < 5.2$ (Fig. 12c), $4.2 < ML < 4.7$ (Fig. 12d), $3.7 < ML < 4.2$ (Fig. 12e) respectivement, entre la valeur de FI la plus forte du 6 juin et du 7 juin 2018.

3.5.3. Phase 3: du 8 juillet au 17 août 2018

La répartition des valeurs de FI de la phase 3 est similaire à celle de la deuxième partie de la phase 1, essais confondus. Dans le détail, les valeurs de FI ne sont pas partagées entre les deux essais de manière équivalente: les séismes à contenu fréquentiel bas sont en majorité dans l'essai proximal (de -0.85 à 0.07, soit tous les LP et quelques hybrides de la phase), alors que ceux à contenu fréquentiel plutôt élevé se retrouvent dans l'essai distal (de -0.25 à 0.62, soit quelques hybrides et tous les VT de la phase), avec très peu de recoupement. La moyenne de FI sur les premiers séismes de l'essai proximal est exceptionnellement basse pour le catalogue en général et l'essai proximal en particulier, et celle des séismes de l'essai distal plutôt haute (-0.40 contre 0.29). On compte trois LP, tous dans l'essai proximal: deux le même jour, à la suite, le 31 Juillet à 00H36 et 00H39 UTC, et le troisième le 9 Août 2018 à 4h10 UTC (Figs. 11 et 12, table 2).

3.5.4. Phase 4: du 18 août au 30 septembre 2018

En moyenne, les valeurs de FI sont plus élevées que lors de la phase 3. En revanche, comme pour la phase précédente, les valeurs de FI de l'essai distal sont en moyenne plus élevées que celles de l'essai proximal. De même, 70% des valeurs de FI sont supérieures à 0 dans l'essai proximal, pour 93% dans l'essai distal. Durant la phase 4, on observe un seul séisme LP, le 2 septembre à 8H46 UTC, situé dans l'essai proximal (Figs. 11 et 12, table 2).

3.5.5. Phase 5: du 1 octobre 2018 au 24 février 2019

L'essai proximal est prédominant à partir d'octobre 2018 (cf chapitre 3). Les valeurs de FI sur cet essai sont plus basses que celles sur l'essai distal. On note peu de changements dans le contenu fréquentiel de cet essai : contrairement à l'essai distal, la gamme des FI est large mais constante sur les 5 derniers mois considérés dans cette étude. Sur l'essai proximal, les séismes au contenu fréquentiel bas se retrouvent au centre de l'essai (Fig. 11).

Durant la phase 5, on compte 6 séismes LP, dont 5 en novembre 2018 : deux le même jour, à la suite, le 11 à 9H28 et 9H30 UTC, un le 13 à 11H56 UTC, puis le 19 à 03H37UTC, et enfin le 26 à 08H47UTC. Le dernier a lieu le 30 janvier 2019 à 16H12 (Figs. 11 et 12, table 2).

4. Discussion

4.1. Contenu fréquentiel et suivi des 10 premiers mois de la séquence mahoraise

L'étude spatio-temporelle du contenu fréquentiel des séismes mahorais permet de mieux comprendre les mécanismes à l'œuvre à chaque étape de la séquence. Les résultats énoncés ci-dessus sont mis en relation avec les phases identifiées dans le chapitre 3.

De manière générale, l'évolution du contenu fréquentiel suit l'évolution de la b-value (Fig. 12a). Pendant les périodes et sur les clusters où la b-value est basse, c'est-à-dire plutôt typique d'un contexte tectonique, le contenu fréquentiel moyen est plutôt élevé, comme au début de la phase 1. Inversement, lorsque la b-value est élevée, donc plutôt proche d'un environnement volcanique, le contenu fréquentiel moyen est bas, comme à partir de fin juin 2018, début de l'éruption. Au premier abord, il y a une cohérence entre ces b-values calculées en chapitre 3, le contenu fréquentiel moyen des séismes par phase et par essaim, et le scénario de la séquence (Fig. 12a), mais cette étude permet d'aller plus en profondeur sur la position des conduits, les premiers jours de la séquence, la mécanique des deux essaims et le lien entre ceux-ci.

Ce calcul d'index de fréquence a été appliqué aux séismes de la séquence de Mayotte ayant eu lieu après février 2019, depuis le développement du réseau local de surveillance (OBS et stations à terre), par Retailleau et al. (2022), avec l'objectif de discriminer automatiquement les séismes LP et VT. La valeur de FI est calculée sur l'onde P et l'onde S, en utilisant 4 à 9 stations à Mayotte (stations opérationnelles en 2019-2020, cf chapitres 2 et 3). Les paramètres de séparation LP-VT sont déterminés en comparant les identifications manuelles (différenciation LP-VT lors de la localisation des événements) et les index de fréquence sur l'onde P et S des séismes. Cette étude a permis de conclure que les LP se focalisent autour des zones de stockage au-dessus de l'essaim proximal, à la même position que les sources potentielles de VLP (Retailleau et al., 2022). Ici, l'objectif est à la fois de confirmer la localisation des réservoirs au début de la séquence mahoraise, et d'identifier la migration des fluides pendant la progression du magma vers la surface.

4.1.1. Initiation de la séquence mahoraise (10-12 mai 2018)

Lors des trois premiers jours de la séquence mahoraise, l'activité sismique est haute fréquence par rapport au reste de la séquence, avec des valeurs de FI qui décroissent à partir du 12 mai. Durant les deux premiers jours, la sismicité migre rapidement vers l'est, d'une zone entre les deux essaims, où la majorité de la sismicité est haute fréquence, vers le segment ouest de l'essaim distal, qui correspond au point d'injection du magma du réservoir dans la lithosphère profonde (Cesca et al., 2020; Feuillet et al., 2021; chapitre 3). Les séismes plus basse fréquence sont repérés à mesure que la sismicité se rapproche de ce point, approximativement à 45.53E, 12.77S (Fig. 11), avec des séismes hybrides plus réguliers à partir du 13 mai 2018. Cela confirme par ailleurs une alimentation précoce des conduits (Lemoine et al., 2020; Berthod et al., 2021a; chapitre 3).

La différence de localisation et de contenu fréquentiel entre la sismicité des trois premiers jours et la suite de la séquence porte à penser que l'origine de cette sismicité initiale est différente de celle de la séquence. La sismicité des premiers jours, majoritairement haute fréquence par rapport à la suite, montre que le point de départ de cette séquence ne se produit pas directement à proximité d'un réservoir ou de conduits, mais que cette sismicité migre plus tard vers une zone riche en fluides. Cette série sismique des premiers jours pourrait faire penser à une séquence tectonique, et la sismicité se distribue en essaim dès le 10 mai. Ainsi, l'hypothèse reste que la séquence mahoraise soit intégralement provoquée par la déstabilisation du réservoir profond, mais que l'injection de magma dans la lithosphère ne démarre qu'après quelques jours d'activité, autour du 13 mai 2018.

4.1.2. Dynamique sismo-magmatique de la phase 1 (10 mai - 6 juin 2018)

La phase 1 de la séquence mahoraise est surtout marquée par son nombre de séismes VT le plus élevé de la séquence. L'analyse en fréquence de la sismicité montre la construction progressive des conduits de la profondeur vers la surface : les localisations basse fréquence se retrouvent principalement au centre de l'essaim distal, là où se trouvent les conduits en formation chargés en magma. Plus les séismes s'éloignent de ces conduits, plus la sismicité est haute fréquence (Fig. 11).

Chacune des 4 semaines de la phase 1 a ses spécificités en termes de contenu fréquentiel, qu'on peut associer à l'analyse temporelle faite dans le chapitre 3 :

- La première semaine marque la fracturation initiale, le déplacement de la sismicité au-dessus du réservoir. L'injection de magma se fait à partir du 13 mai 2018. On note que les séismes à contenu fréquentiel le plus bas de cette semaine se retrouvent le 15 mai, jour du séisme le plus fort (Mw 5.9) de toute l'histoire des deux essaims mahorais.
- L'analyse du contenu fréquentiel montre une absence de séismes basse fréquence ($FI < -0.3$) du 16 au 24 mai 2018. De fait, comme montré au chapitre 3, on n'observe pas de migration durant cette période, qui est une phase de transition, et les données GNSS ne montrent pas de phase d'injection (Lemoine et al., 2020a). Cependant, les valeurs de FI qui diminuent par rapport à la semaine précédente pourraient montrer que la quantité de magma injectée dans la lithosphère est de plus en plus importante. Suivant la logique de cette hypothèse, l'accumulation de magma a provoqué une surpression locale entraînant au bout d'une semaine (le 25 mai) un des pics de sismicité les plus importants de la séquence.
- L'apparition de la sismicité basse fréquence ($FI < -0.5$) et de forte magnitude à partir du 25 mai montre que la migration de la sismicité vers le sud-est puis la surface observée lors de la seconde moitié de la phase 1 s'accompagne d'une importante activité magmatique. Cela confirme le fait que le segment est de l'essaim distal où s'effectue cette migration verticale est bien associée à la remontée de magma dans les conduits vers le futur site éruptif (Cesca et al., 2020; Lemoine et al., 2020; Feuillet et al., 2021; chapitre 3). Le magma tend à s'accumuler de plus en plus durant la troisième semaine d'activité, ce qui est confirmé par la présence notable de LPs, et comme lors de la deuxième semaine, cette accumulation est certainement à l'origine du pic de sismicité le plus important de la séquence mahoraise, le premier juin 2018 (cf chapitre 3).
- La quatrième semaine marque le début de la migration de la sismicité vers la surface, initiée par le pic de sismicité du 1er juin 2018. C'est une phase de fracturation et d'ouverture des conduits. La proximité entre les fluides et les sources sismiques est toujours visible de par la proportion de séismes hybrides par rapport aux VTs, et confirmée par Lemoine et al. (2020a) qui modélisent les données GNSS en combinant la déflation liée au début de la vidange du réservoir profond et l'ascension du magma.

4.1.3. Transition entre phase 1 et phase 2 : 7-8 juin 2018

La fin de la phase 1 est fixée au 8 juin 2018 (cf chapitre 3), en se basant sur la baisse du nombre de séismes détectés et localisés (Cf chapitre 3). Cependant, on note qu'il n'y a plus de pulse de sismicité à partir du 6 juin, phénomène caractéristique de la phase 1 (Cf chapitre 3) ainsi qu'une baisse de la magnitude des événements en dessous de MLv 5.0 les 7-8 juin 2018. Ces deux jours, d'un point de vue du contenu fréquentiel, sont plus proches de la phase 2 que de la phase 1. A cette date, la partie profonde des conduits vers la surface est terminée, et l'activité sismique précédente a brisé les dernières barrières importantes entre 30 et 40 km de profondeur. A partir de 30 km de profondeur, le magma commence à remonter plus facilement, cela étant attesté par un taux de sismicité plus bas, qui peut s'interpréter de différentes manières :

- Le magma se disperse dans un milieu moins scellé, plus fracturé, ce qui diminue la pression hydraulique accumulée.

- le milieu sismogène au-dessus de 30 km de profondeur ne peut pas accumuler autant de charge que celui en dessous, d'où moins de séismes, peu de pics de sismicité, et surtout moins de séismes forts ($ML_v > 5.0$).

Il semble que le milieu dans lequel circule le magma est différent une fois passée la barrière des 30 km de profondeur, ce qui correspond, à l'incertitude verticale près, au nouveau Moho identifié par Dofal et al. (2021), autour de 26-27 km de profondeur, donc la base du sous-placage sous la croûte.

4.1.4. Ascension du magma et éruption (phase 2: 7 juin - 7 juillet 2018)

Le contenu fréquentiel particulièrement bas des séismes de la phase 2 montre la proximité entre les fluides magmatiques et les sources sismiques. Il s'agit donc bien de la période de remontée des fluides magmatiques depuis le réservoir vers le site du nouveau volcan. Les quelques forts séismes de cette période attestent de la pression exercée par le magma sur le milieu.

On ne repère pas de changement particulier dans le contenu fréquentiel pouvant permettre d'affiner la date précise du début de l'éruption, et la mauvaise qualité des localisations ne permet pas de cartographier les conduits de manière précise. Une hypothèse serait que le magma s'est en partie dispersé dans la lithosphère, comme en attestent la dispersion de la sismicité et certaines anomalies en tomographie (Foix et al., 2021), mais la résolution sur les localisations ne permet pas de l'affirmer.

4.1.5. Initiation de l'essai proximal (phase 3: 8 juillet-17 août 2018)

Les premiers séismes de l'essai proximal sont plus riches en basse fréquence que sur toute la suite du catalogue Mercury et al. (2022), tous essais confondus, et en moyenne autour de 23 km, donc situés dans la partie supérieure de l'essai proximal. L'activité initiale de cet essai tend donc à confirmer l'hypothèse de Lavayssière et al. (2022) qui suggèrent la présence d'un sill étroit au sommet de l'essai proximal, du fait de l'observation d'une diminution légère du ratio V_p/V_s dans cette zone. De fait, ces séismes pourraient attester de la présence de fluide dans cette zone, mais les localisations considérées du catalogue Mercury et al. (2022) ne font pas partie des localisations les plus fiables. En revanche, il y a bien un hybride plutôt haute fréquence localisé dans l'essai proximal avec HypoDD, plutôt autour de 35 km de profondeur, ce qui montre bien que l'activité de ce cluster est dès le départ proche de fluides magmatiques.

4.1.6. Suite de la séquence (phase 4-5: 18 août 2018 - 24 février 2019)

La suite de la séquence étudiée au chapitre 3 ne comprend pas de spécificité supplémentaire que celles énoncées précédemment. L'activité de l'essai distal est légèrement plus haute fréquence en moyenne que celle de l'essai proximal, ce qui confirme l'hypothèse que l'essai proximal est plus proche d'un ou de plusieurs zones de stockage de magma, alors que l'essai distal correspond vraiment aux conduits d'alimentation de l'éruption et la formation de conduits vers la surface, rejoignant notamment les interprétations de Jacques et al (2020), Feuillet et al. (2021) et Lavayssière et al. (2022).

L'activité de l'essai proximal se distribue verticalement, avec plus de séismes autour de ~35 km de profondeur à l'ouest de l'essai, et plus de séismes profonds (>40 km) à l'est de l'essai (Fig. 11b). La sismicité basse fréquence suit cette orientation, ce qui, couplé aux travaux de Lavayssière et al. (2022) et Jacques et al. (2019), confirme que l'essai proximal a dès son initiation un fonctionnement de piston en ring fault, avec vraisemblablement une présence et/ou une circulation de fluides sur les bords du piston.

4.2. Détection de LP et lien entre contenu basse fréquence et magnitude

Dans le cas de la séquence sismique de Mayotte, les phénomènes sismiques basse fréquence viennent de sources moins énergétiques et ont des magnitudes plus basses que les VT. La détection, localisation et

classification (LP-VT) des signaux de la séquence mahoraise à partir de la mise en place d'un réseau local d'observation incluant des OBS (Fin février 2019) a été réalisée par Retailleau et al. (2022), qui mettent en évidence beaucoup plus de séismes LP en proportion que dans cette étude. De fait, le catalogue de sismicité descend jusqu'aux événements de magnitude 1. Le seuil de détection et la magnitude de complétude grâce au réseau sismique sous-marin est bien meilleure, permettant de détecter plus de 100000 séismes et de localiser manuellement 4254 séismes de magnitude 0 à 5.53 entre février 2019 et mai 2020 (Saurel et al., 2022). Les autres cas d'étude d'index de fréquence présentés, montrant plus de LP en proportion, ont systématiquement une meilleure magnitude de complétude et des séismes de magnitude faible, grâce à des couvertures instrumentales mieux réparties, des sismomètres en plus grand nombre et installés sur ou à quelques km des volcans étudiés. Par exemple, le séisme le plus fort du catalogue de Buurman et West (2010) a une ML de 1.5, Matoza et al. (2014) signalent que la magnitude n'a pas un effet suffisant sur l'index de fréquence pour avoir à le corriger, Greenfield et al. (2018) travaillent sur des événements de magnitude 0 à 2.7 et une magnitude de complétude de 1.3, Song et al. (2023) ont une magnitude de complétude de -0.3.

Cette étude montre aussi que les séismes à proximité de fluides ont tendance à s'enrichir en contenu fréquentiel basse fréquence, et ce à proportion de la magnitude de l'événement. Lors d'études de grands jeux de données via des calculs comme l'index de fréquence, si le catalogue contient une grande diversité de magnitudes, notamment des magnitudes moyennes (à partir de $M > 3.0$), il faut considérer l'effet de la magnitude sur la distribution des index de fréquence. Cela rejoint l'hypothèse mécanique de McNutt et Roman (2015), qui parlaient de contamination basse fréquence de signaux VT à proximité de fluides qui réagissent à l'onde sismique.

Malgré la magnitude de complétude élevée, cette simple analyse confirme que le catalogue fourni par Mercury et al. (2022) comprend la totalité de la séquence éruptive mahoraise, de l'ouverture des conduits vers la surface, marquée par les séismes à contenu fréquentiel élevé, à la circulation de fluides du réservoir profond vers la surface et la mécanique propre à l'essaim proximal, marquée par les séismes à contenu fréquentiel bas. L'apparition d'une grande variété de signaux, des LP aux VT, alors que les conduits s'ouvrent jusqu'à la surface, montre bien l'effet de contamination basse fréquence des sources sismiques par la présence de fluides magmatiques (McNutt et Roman, 2015): dans le cas de Mayotte, les séismes à contenu fréquentiel bas se situent autour des conduits, et en sont souvent d'autant plus proches que leur contenu fréquentiel est bas.

4.3. Lien entre sismicité basse fréquence et VLP

Dans le cadre de cette étude, le lien entre les catalogues de VLP réalisés par Laurent et al. (2021) et la sismicité mahoraise, spécialement la sismicité basse fréquence, a été analysé.

Les trois premiers LPs repérés lors de cette étude, ayant lieu fin mai 2018, ne peuvent pas être reliés à des VLP, car le premier VLP détecté par Laurent et al. (2021) a lieu en juin 2018.

Un VLP intéressant a lieu le 23 juin 2018, entre 17H25 et 18H01 (Fig. 13). Le plus important des trois pics de sismicité de la phase 2 (sur l'essaim distal) commence 15 mn plus tard, dure 2h45, comprend 18 séismes (Chapitre 3) dont la moyenne de FI est plutôt basse (-0.1 pour des valeurs entre -0.58 et 0.32), et contient un LP qui a lieu une heure après la fin du VLP. Ce pic de sismicité pourrait être lié au VLP, car il intervient après une période sans séismes de presque 20h, et est suivi d'une période sans séismes de 23h: il ne paraît pas anodin que ce pic de sismicité commence 15 mn après la fin d'un VLP. Cependant, la distribution de ces séismes est difficile à interpréter, car ils apparaissent pendant une période où l'incertitude sur les localisations est forte (GE.SBV indisponible). De plus, il s'agit du seul VLP détecté pouvant potentiellement être associé à de la sismicité située dans l'essaim distal, par cette simple coïncidence temporelle. Cela est néanmoins inhabituel: les sources de VLP sont estimées être au-dessus de l'essaim proximal, car tous les VLP localisés depuis fin février 2019 s'y retrouvent, et aucun n'est localisé dans l'essaim distal (Laurent et al., 2021).

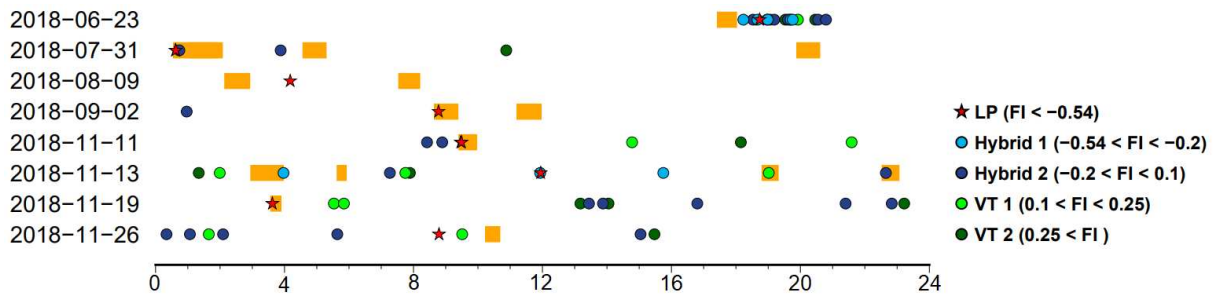


Figure 13 : frise chronologique de la sismicité localisée, sur 8 journées caractéristiques. Les séismes du catalogue sont représentés en fonction de leur contenu fréquentiel. Les bandes orange représentant l'emplacement et la durée des signaux VLP détectés par Laurent et al. (2021).

Les LP suivants sont tous localisés dans l'essaim proximal (Fig. 12). Quatre séismes bas en fréquence, dont deux LP, se déroulent sur un intervalle de 10 minutes, 3 minutes après le début d'un VLP le 31 juillet 2018 à 00H33 (Fig. 13). De même, le long temps de carence (17h) avant le premier séisme de cette série tend à faire penser que le VLP a un lien avec ces séismes. Le LP suivant se situe entre deux VLP survenant le même jour, le 9 août 2018, 1H15 après la fin du VLP précédent, et 3H25 avant le début du VLP suivant (Fig. 13). De même, le LP du 2 septembre 2018, intervient pendant un VLP démarré 8 minutes plus tôt à 08H38 (Fig. 13). Pareillement, les deux LP du 11 novembre 2018 ont lieu pendant un VLP démarré 4 minutes avant le premier LP, à 9H24 (Fig. 13). On repère deux séismes hybrides, avec un index de fréquence proche de 0, durant l'heure précédente. Le LP du 13 novembre est précédé d'un hybride à 1 minute d'intervalle, mais le VLP le plus proche se termine 6 heures auparavant (Fig. 13). Le LP du 19 novembre arrive 3 minutes après le début d'un VLP (Fig. 13). Le LP du 26 novembre arrive 1h30 avant le VLP suivant (Fig. 13). Enfin, il n'y a pas de VLP renseigné au 30 janvier, date du dernier LP repéré par cette étude. Néanmoins, il semble que pour la majorité des LP identifiés par l'étude d'index de fréquence, un ou plusieurs VLP sont détectés à quelques heures, parfois quelques minutes d'intervalle. Pour ces VLP, l'activité basse fréquence associée se situe dans l'essaim proximal, à proximité des sources de VLP modélisées par Laurent et al. (2021).

Ainsi, il y a une proximité temporelle entre les séismes à contenu fréquentiel bas et les VLP, et ce malgré la magnitude de complétude élevée qui ne permet pas de repérer un grand nombre de LP. Ces observations renforcent donc l'hypothèse d'un lien entre activité LP et VLP, proposée par Laurent et al. (2021) et Retailliau et al. (2022). Cependant, les sources de VLP sont modélisées au-dessus de l'essaim proximal, où sont localisés les VLP depuis fin février 2019. Or la sismicité de cet essaim n'est visible qu'à partir de début juillet 2018, alors que plusieurs VLP ont déjà été détectés. Par exemple, il existe un VLP temporellement proche de séismes sur l'essaim distal, le 23 juin 2018, pendant la période estimée de début de l'éruption et alors que les conduits sont chargés en magma (entre le 17 et le 27 juin 2018, cf chapitres précédents). Une étude complémentaire serait nécessaire pour vérifier s'il est possible que quelques VLP, notamment ceux de juin et début juillet 2018, aient eu lieu dans l'essaim distal, avant l'activation de l'essaim proximal.

4.4. Perspectives : analyse de formes d'ondes et comparaison avec les données post février 2019

Cette analyse gagnerait à être plus poussée, grâce aux outils disponibles d'analyse de forme d'onde, afin de confirmer ces résultats basés sur des index de fréquence. Il serait notamment utile d'étudier de plus près la sismicité initiale de l'essaim proximal, afin de déterminer son origine et de confirmer l'existence d'un réservoir à son sommet. De même, une étude des différents LPs identifiés peut aider à mieux comprendre les mécanismes qui provoquent ce genre d'événements sismiques. Une analyse plus globale des différences de forme d'onde entre les deux essaims, ainsi qu'en fonction des phases identifiées au chapitre 3, affinerait la compréhension de la mise en place et l'évolution rapide de cette éruption.

Par exemple, une étude de classification des événements par familles à partir de l'analyse des formes d'onde a été réalisée par Keiser (2021, Fig. 14). Cette étude a permis d'identifier des familles de séismes, aux formes d'ondes très similaires. La forme d'onde étant principalement due à la source du séisme, son trajet jusqu'à la station, l'amplification locale à la station et les paramètres du capteur sismique, l'hypothèse est que chacune de ces familles de séismes proches en forme d'onde est associée à l'activité d'une structure sismogène unique. Ces familles apparaissent très localisées quand elles sont recoupées avec le catalogue Lavayssière et al. (2022), indiquant la pertinence de l'interprétation de ces séismes comme étant l'activité d'une même structure sismogène. Certaines de ces familles sont actives pendant toute la séquence, alors que d'autres sont très épisodiques. La grande majorité des familles de séismes caractéristiques des deux premiers mois de la séquence ne sont plus actives depuis, montrant l'évolution des sources sismiques au cours de la séquence.

Cette première analyse de corrélation par forme d'onde permet deux observations:

- D'une part, il est possible de comparer les localisations des séismes d'une même famille avant et après la mise en place des réseaux OBS (Fig. 13). Par exemple, les familles noires (0001), rouge (0002), verte (0003), jaune (0010), marron (0011) et violet (0015) se retrouvent à la fois avant février 2019 (Fig. 14a) et après (Fig. 14b). Ainsi, les 134 séismes de ces 6 familles, localisés avec le réseau à terre initial, peuvent être associés à des structures sismogènes précises de l'essaim proximal, identifiées chacune par un groupe de sismicité localisé précisément par Lavayssière et al. (2022). Relier la sismicité actuelle, localisée avec une grande précision notamment grâce aux données OBS, et la sismicité de 2018 par corrélation de forme d'onde est un moyen d'avoir une image de meilleure qualité de la localisation des séismes des 10 premiers mois de la séquence, d'y associer une structure sismogène, et de faire un suivi temporel de l'activité de ces structures.
- D'autre part, il est possible grâce à cette étude de visualiser la dispersion des localisations d'une même famille de séismes avec la méthode de localisation présentée au chapitre 2. Les séismes d'une même famille tendent à s'aligner en coupe sur un axe est-ouest avec les séismes à l'ouest plus profonds que ceux à l'est (Fig. 14a). C'est la visualisation d'un biais instrumental dû à la géométrie du réseau de surveillance, avec la majorité des stations à l'ouest des essaims sismiques. La comparaison avec les mêmes familles localisées par Lavayssière et al. (2022) permet de connaître la position précise des structures sismogènes à l'origine des séismes d'une même famille le long de cet alignement provoqué par la géométrie du réseau.

Cette analyse a actuellement deux limites. D'une part, pour les familles principales présentées en figure 14, cette analyse de Keiser (2021) ne permet de relocaliser que 134 séismes sur les 2874 du catalogue Mercury et al. (2022). D'autre part, cette analyse ne comprend que des familles de séismes localisés dans l'essaim proximal. Au vu des premiers résultats, il serait intéressant de poursuivre ce type d'analyse, afin de relocaliser de cette manière plus de séismes du catalogue à des familles identifiées et localisées avec les données OBS, et notamment des séismes de l'essaim distal.

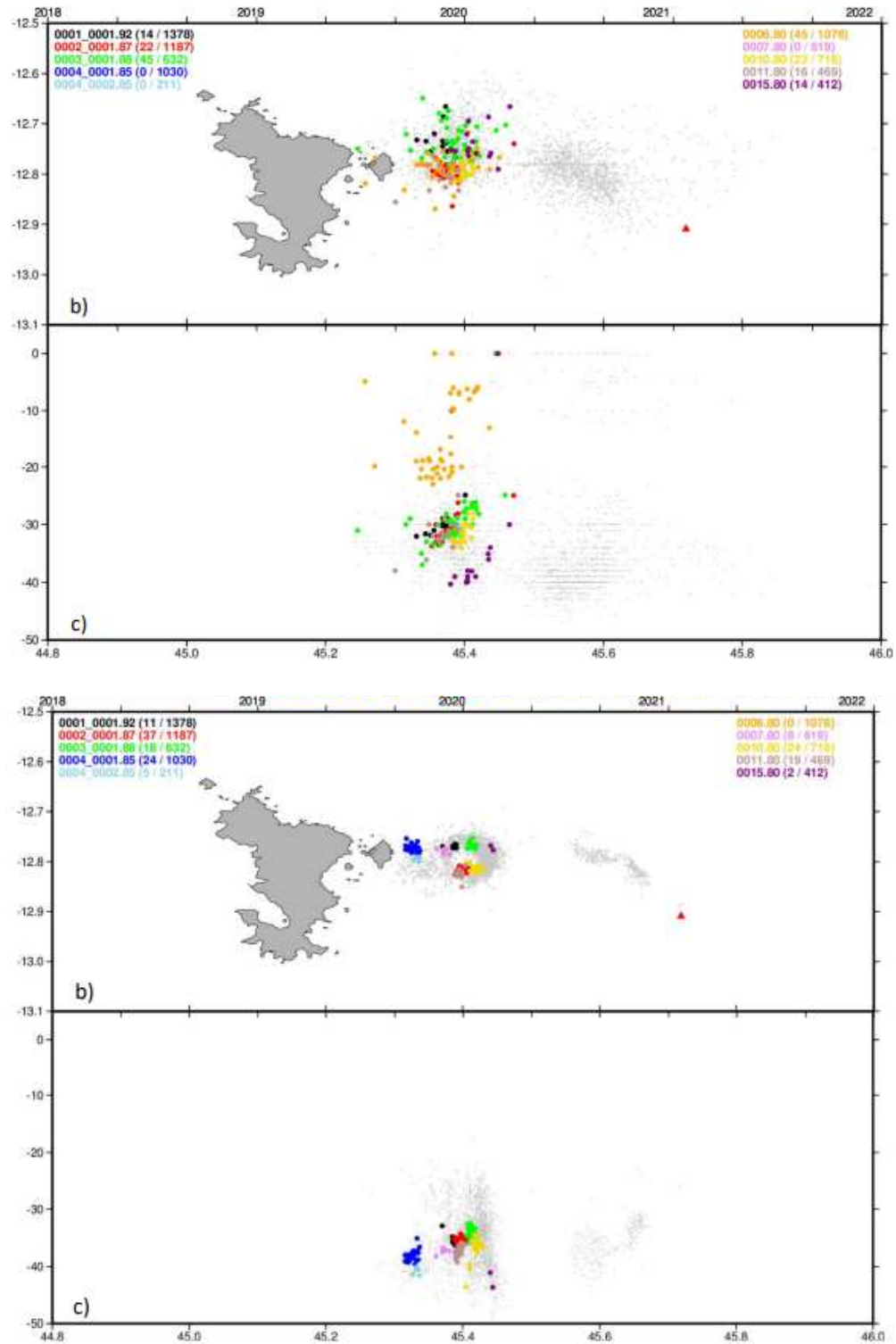


Figure 14: a) Carte de Mayotte avec la sismicité du catalogue Mercury et al. (2022) - sismicité entre mai 2018 et fin février 2019. b) Coupe E-W correspondante. c) Carte de Mayotte avec la sismicité du catalogue Lavyssière et al. (2022) - sismicité à partir de fin février 2019. d) Coupe E-W correspondante. Les couleurs correspondent aux principales familles de sismicité identifiées sur l'essaim proximal par Camille Keiser et Jean Battaglia. Le triangle rouge indique la position du volcan Fani Maore. D'après Keiser (2021).

5. Conclusions

Il est probable que la sismicité soit provoquée par l'injection en quantité importante de fluides dans la lithosphère profonde. L'évolution de cette sismicité montre que le magma s'injecte selon les plans de faiblesse orientés en cohérence avec la cinématique régionale, selon un axe NW-SE (Lemoine et al., 2020 ; Famin et al., 2020 ; Feuillet et al., 2021 ; Thinon et al., 2022).

Une analyse du contenu fréquentiel des séismes des 10 premiers mois de la séquence mahoraise (10 mai 2018 - 24 février 2019) a été réalisée, en se basant sur les événements fournis par le catalogue Mercury et al. (2022) et un calcul du paramètre d'index de fréquence sur ces séismes (méthode mise au point par Buurman et West, 2010). Cette méthode est généralement appliquée sur des données de réseaux sismiques directement installés sur des volcans en activité, à l'aplomb des conduits. La méthode a été adaptée ici pour exploiter les données de la station accélérométrique RA.YTMZ, située entre 10 et 50 km des séismes. La magnitude de complétude du catalogue (de 3.5 en mai 2018 à 3.2 à partir de septembre 2018) ne permet pas de repérer plus de quinze séismes longue période sur 2831 séismes. De fait, ces événements à la fréquence moyenne basse sont généralement plus bas en magnitude. Néanmoins, elle permet de classer les séismes selon leur contenu fréquentiel.

Cette analyse confirme la différence de comportement entre les deux essaims. Le contenu fréquentiel de la sismicité de l'essaim distal est haute fréquence en moyenne, évolue en cohérence avec les migrations de sismicité, l'injection de magma dans les conduits et l'éruption, et montre la prédominance de la fracturation et de l'ouverture de conduits au niveau de cet essaim. Le contenu fréquentiel de la sismicité de l'essaim proximal est plus basse fréquence en moyenne, distribué sur une plus large gamme de valeurs homogène dans le temps, montrant la stabilité temporelle du système de piston décrit par Jacques et al. (2019) et la proximité de cet essaim aux fluides magmatiques.

L'évolution temporelle générale du contenu fréquentiel suit l'évolution décrite au chapitre 3. Une première phase (10 mai - 8 juin 2018), associée au début de l'injection du magma du réservoir profond dans la lithosphère, contient la plus grande proportion de séismes haute fréquence (VTs), signe de l'ouverture des conduits vers la surface. Ce système d'alimentation se remplit rapidement, comme en témoignent les nombreux événements basse fréquence durant cette période. La deuxième phase (9 juin - 7 juillet 2018), qui contient le début de l'éruption sous-marine (fin Juin 2018), est marquée par une sismicité particulièrement basse en fréquence, signe du mouvement des fluides magmatiques dans les conduits entre le réservoir profond et la surface. La troisième phase (8 juillet - 17 août 2018) voit l'apparition de l'essaim proximal et de son activité plus basse fréquence en moyenne que celle de l'essaim distal. A partir de cette phase, tous les LPs identifiés se situent dans l'essaim proximal, et non pas dans l'essaim distal comme précédemment. Le contenu fréquentiel des séismes des phases suivantes (18 août 2018 - 24 février 2019) ne comprend pas de spécificité particulière autre que la différence identifiée entre les deux essaims. De plus, cette étude va dans le sens de l'hypothèse énoncée par Foix et al. (2021) et Lavayssière et al. (2022) de l'existence d'un réservoir au sommet de l'essaim proximal.

L'injection du magma dans la lithosphère profonde ne s'effectue qu'à partir du 13 mai 2018, après trois jours de migration rapide de sismicité. Depuis cette date, la pression induite par la vidange du réservoir est le moteur de la sismicité, de la formation des conduits et de l'ascension du magma vers la surface.

Relier les événements du catalogue et leur contenu fréquentiel avec la classification des événements par familles à partir de l'analyse des formes d'onde (Keiser, 2021) serait un moyen de localiser ces différents types d'événements sismiques avec une plus grande précision.

Chapitre 5 : sismicité récente dans l'archipel des Comores

1. Introduction

La séquence mahoraise, l'éruption associée et les nombreux travaux scientifiques menés depuis ont apporté de nouveaux éléments pour mieux comprendre la formation et l'évolution de l'axe de l'archipel des Comores dans le contexte géodynamique régional (cf chapitre 1). Devant les risques associés à cette séquence, la ré-évaluation des aléas volcaniques, sismiques et tsunami sur Mayotte est apparue indispensable (Bertil et al., 2019b ; Lemoine et al., 2020b ; Poulain et al., 2022 ; Roullé et al., 2022), et des réseaux d'instrumentation géophysique, notamment sismologique, ont été déployés (cf chapitres 2-3). Plusieurs missions océanographiques sont organisées grâce un à un important effort de la communauté en Sciences de la Terre en France (MAYOBS, Rinnert et al., 2019 ; SISMAORE, Thinon et al., 2020, SCRATCH, Berthod et al., 2021c ; GEOFLAMME, Rinnert et al., 2021). De nombreuses nouvelles données ont pu être acquises : bathymétrie, sondeur de sédiments, sismique active, acoustique, géochimie, carottages, roches issues de dragages, géophysique, installation et récupération de sismomètres et de capteurs de pression sous-marins... La répartition et l'âge des éruptions/édifices volcaniques de l'archipel des Comores sont réévalués par des études pétrologiques récentes et géochronologiques (Michon, 2016 ; Michon et al., 2022; thèse d'A. Rusquet en cours, Rusquet et al., 2023). L'ensemble de ces données ont permis de contraindre des modèles sur la cinématique et l'évolution géodynamique de l'axe de l'archipel des Comores (cf chapitre 1) : une mise à jour de ces modèles est en cours, dans le cadre de l'ANR COYOTES (ANR-19-CE31-0018).

L'effort d'instrumentation sismologique ne s'est pas concentré sur la seule île de Mayotte (cf chapitre 3), puisque les îles d'Anjouan, Mohéli et Grande Glorieuse sont désormais également instrumentées par une station sismologique, couplée d'un capteur GNSS. Ainsi avec les réseaux de Grande Comore et de Madagascar déjà en place avant la séquence, la récente couverture spatiale du réseau de surveillance sismique régionale offre enfin l'opportunité d'étudier avec une précision nouvelle l'activité sismique de l'Archipel des Comores et de cette région de l'Océan Indien. En plus d'une meilleure répartition hypocentrale des stations permettant d'améliorer la caractérisation des séismes, la magnitude de complétude est également diminuée : il est désormais possible de détecter la majorité des séismes de magnitude supérieure à 3.0 le long de l'archipel des Comores et de localiser tous ceux de magnitude supérieure à 3.5, là où avant 2018 la magnitude de complétude restait autour de 4.5. Le réseau virtuel ainsi constitué reste néanmoins fragile : la moindre panne de station ou l'absence de transmission de données détériore fortement la détection. Si depuis 2018 celle-ci s'est globalement améliorée, il y a de fortes disparités dans le temps. Ainsi depuis avril 2023, il n'y a plus de partage des stations comoriennes au REVOSIMA, avec comme conséquences une détection beaucoup plus faible sur la partie occidentale de l'Archipel, et des localisations moins fiables.

Alors que l'attention de la communauté sismologique est principalement focalisée sur l'activité à l'est de Mayotte, il est apparu intéressant d'étudier les données à l'échelle de tout l'archipel afin d'évaluer l'activité sismique le long des structures connues ou nouvellement découvertes (Thinon et al., 2022 et références incluses). De même, la question se pose du lien entre cet archipel et les formations majeures à l'ouest (ride de Davie, notamment graben de Kerimba ; rift est africain) et à l'est (grabens et volcans du nord de Madagascar). Ce chapitre utilise les catalogues de sismicité disponibles (Bertil et al., 2021 et références incluses) complétés par de

nouvelles localisations réalisées depuis 2021 au sein de l'équipe Risques Sismique et Volcanique du BRGM (Communication personnelle de Didier Bertil), en évaluant la complétude du catalogue et les incertitudes de localisation, pour une zone s'étendant d'ouest en est à la latitude de l'archipel des Comores, entre la Ride de Davie à l'ouest du Mozambique et le nord de Madagascar.

2. Suivi de la sismicité de l'archipel des Comores

Comme cela a déjà été dit précédemment, il n'y a pas de réseau dédié au suivi de la sismicité de l'archipel des Comores. Celle-ci est observée en marge de zones d'études d'autres réseaux (réseaux africains et malgaches, essentiellement, Bertil et al, 2021). Le suivi de la sismicité de l'archipel des Comores a été initié en 2016 par Didier Bertil au BRGM, grâce à l'installation de RA.YTMZ, en utilisant les mêmes stations sismiques que celles utilisées pour le suivi de la séquence mahoraise. Celui-ci, en plus du suivi en temps réel, a repris des données non utilisées afin de localiser des séismes dans l'archipel à partir de 2016. Ainsi, à mesure que le réseau s'améliore et que le suivi se prolonge, une sismicité se dévoile le long des îles et des structures sous-marines de l'archipel. Un travail de détection et de localisation de la sismicité régionale a été réalisé sur les données disponibles avant 2019. Le catalogue de cette étude comprend des séismes entre le début du 20^e siècle et fin mai 2023, pour une région d'étude qui s'étend de l'ouest de Grande Comore (longitude 42.5°E) au banc de Leven (longitude 48°E), dans une bande de 450 km de large environ (latitude 10.5°S à 14.0°S, Fig. 1).

2.1. Catalogues de séismes et réseaux sismiques utilisés

Le catalogue utilisé lors de cette étude est une compilation de plusieurs sources :

- Le catalogue Bertil et al. (2021), qui est lui-même une compilation de séismes localisés entre l'Afrique de l'est et Madagascar, provenant des catalogues internationaux, africains, malgaches et locaux, pour des magnitudes $M_w \geq 3.0$. Ce catalogue couvre une durée de 120 ans, du 16 mars 1901 au 28 septembre 2020.
- Le catalogue de sismicité Mercury et al. (2022) pour le suivi de la séquence mahoraise entre le 10 mai 2018 et le 24 février 2019
- Des ajouts provenant du suivi de la sismicité de l'archipel réalisé au BRGM, communication personnelle de Didier Bertil, couvrant à la fois la sismicité de la séquence mahoraise après le 24 février 2019 et les événements sismiques entre 2016 et fin mai 2023 le long de l'archipel des Comores non inclus dans le catalogue Bertil et al. (2021).
- Des catalogues de sismicité malgaches : 116 séismes dont 6 du catalogue Rakotondrainibe (1977) entre 1973 et 1976, et 110 du catalogue Bertil et Regnault (1998) entre 1978 et 1996. Ce dernier permet d'avoir un seuil de localisation autour de 4.0 pendant une vingtaine d'années (Fig. 3a), seule amélioration temporaire de la détection de la sismicité de l'archipel entre les années 1970 et 2018.
- Les séismes restants proviennent principalement des archives du centre international de sismologie (ISC, International Seismological Centre, 2021, Bondár and Storchak, 2011).

Ce catalogue contient 6675 séismes dans la région d'étude (Fig. 1), cependant 5781 séismes (86.6%) sont localisés au niveau de la chaîne volcanique est-Mayotte et ont lieu à partir du 10 mai 2018. Le catalogue contient donc 894 séismes dans la zone d'étude n'étant pas liés à l'activité récente à l'est de Mayotte. 737 d'entre eux sont localisés depuis 2016 grâce au réseau sismologique régional décrit aux chapitres 2 et 3. Ce réseau permet d'avoir un seuil de localisation d'une magnitude de 2.3 à partir de 2016 autour de l'île de Mayotte, de 0.3 autour du Karthala lorsque toutes les stations de l'observatoire dédié (OVK) transfèrent des données. En revanche ce seuil reste élevé (autour de 4.0) dans les zones les plus éloignées des stations, comme le banc de Leven ou le champ volcanique de Mwezi (Fig. 3b). Sur Anjouan et Mohéli, le seuil de localisation est variable selon le fonctionnement du réseau et la zone considérée.

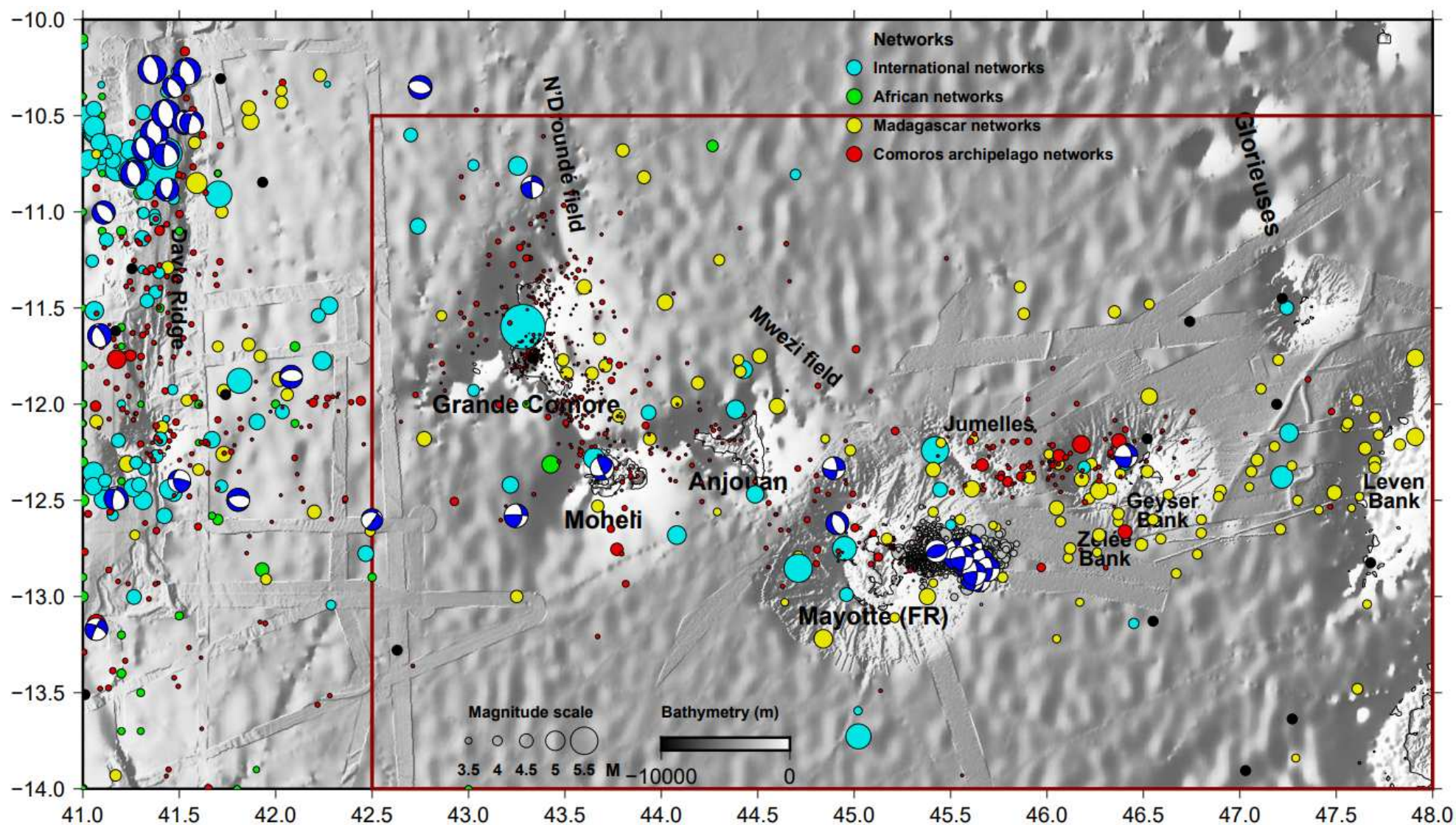


Figure 1: Sismicité de l'archipel des Comores collectée entre le début du 20^e siècle et fin mai 2023. Le cadre rouge foncé délimite la zone d'étude dont la sismicité est décrite dans ce chapitre (Fig. 4). Les couleurs des cercles indiquent les différents réseaux dont sont originaires les localisations des séismes, les cercles noirs représentant les séismes sans magnitude calculée. En gris, la sismicité observée à l'est de Mayotte depuis le 10 mai 2018. Les mécanismes au foyer sont issus d'une compilation décrite par Bertil et al. (2021). La bathymétrie provient de GEBCO (2023).

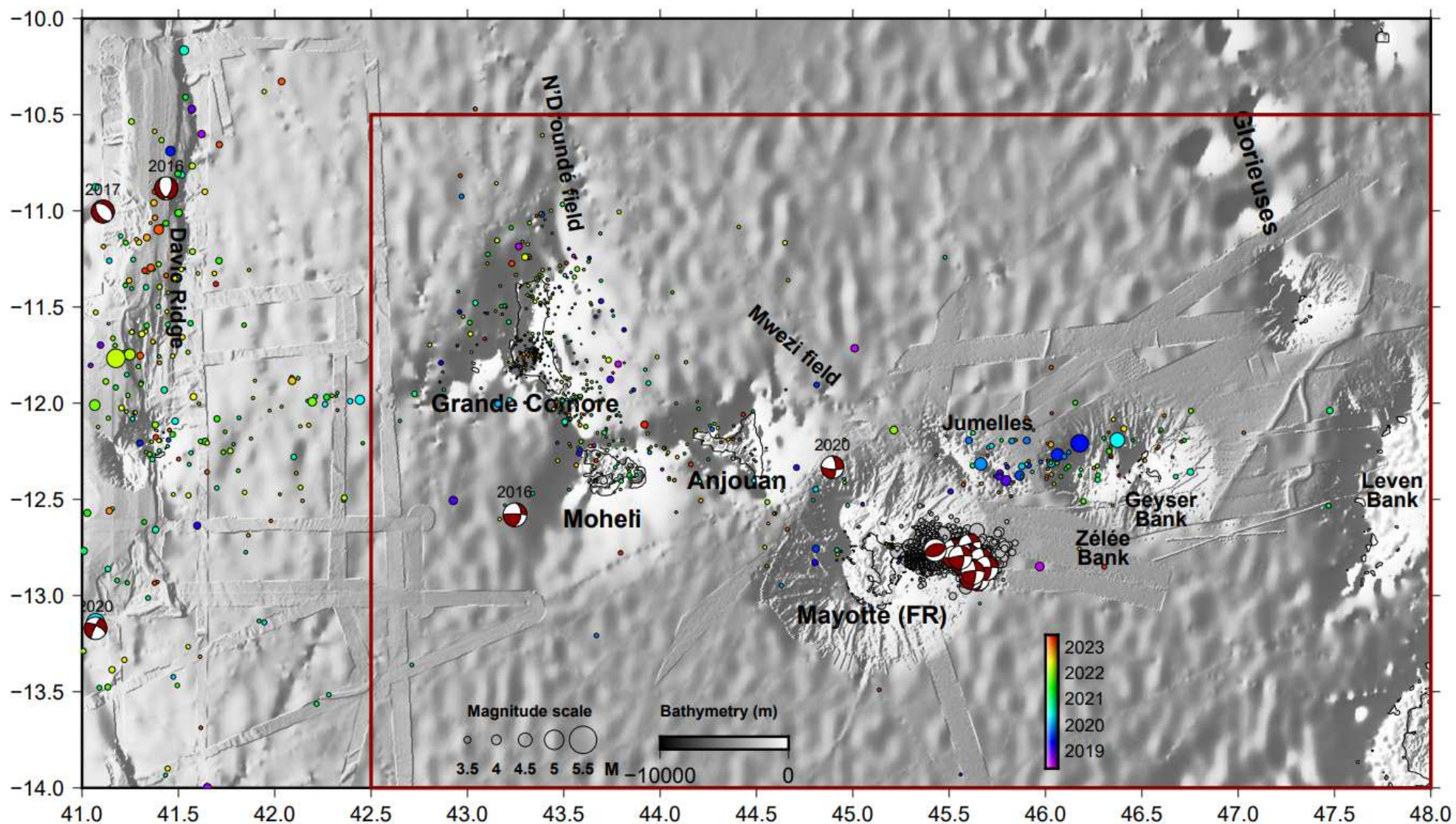


Figure 2: Sismicité de l'archipel des Comores collectée et localisée depuis 2016 avec le réseau sismique régional (catégorie rouge de la figure 1). Le cadre rouge foncé délimite la zone d'étude dont la sismicité est décrite dans ce chapitre (Fig. 4). La couleur des séismes indique ici la date de la localisation. En gris, la sismicité observée à l'est de Mayotte depuis le 10 mai 2018. Le cadre bleu délimite le couloir de sismicité entre la ride de Davie et Grande Comore. Les mécanismes au foyer sont issus d'une compilation décrite par Bertil et al. (2021). La bathymétrie provient de GEBCO (2023).

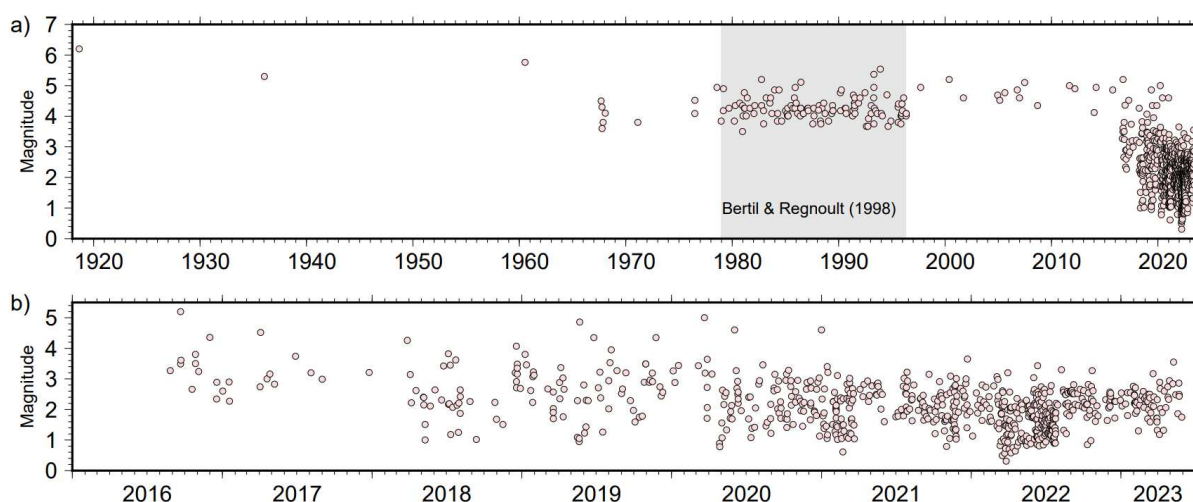


Figure 3: Distribution temporelle des magnitudes. (a) Sur tous les séismes de l'archipel des Comores, hormis ceux de la séquence mahoraise. (b) Focus sur la sismicité depuis 2016.

Dans ce chapitre, la sismicité de l'archipel est étudiée en omettant la sismicité de la séquence mahoraise. Cette étude s'appuie donc sur les 894 séismes mentionnés précédemment, notamment les 737 séismes localisés depuis 2016 par le réseau régional (Figs. 1-2-3b).

2.2. Activité sismique de l'archipel des Comores

Une étude de la sismicité depuis le début du 20^e siècle, mais surtout depuis 2018 et la mise en place de l'instrumentation nécessaire au suivi de la séquence mahoraise, montre des séismes essentiellement distribués autour de structures émergées ou sous-marines identifiées : les 4 îles principales (Grande Comore, Mohéli, Anjouan, Mayotte) mais aussi les Jumelles, les bancs de Geyser et Zélée, le champ volcanique de N'Droundé, les rides volcaniques entre les îles (Domoni, Chistwani, Safari) le banc de Leven, et entre Grande Comore et la ride de Davie (Fig. 1).

	Tout	M≥3.0	M≥4.0	M≥5.0
Toutes les zones d'étude	867	205	122	12
Zone 1 : Grande Comore	383	33	17	1
Zone 2 : Mohéli - Anjouan	198	31	21	3
Zone 3 : Mayotte	93	29	12	5
Zone 4 : Jumelles - Geyser	159	83	51	2
Zone 5 : Leven	34	29	21	1

Table 1 : Compte des séismes par zone (cf Fig. 4) et gamme de magnitude.

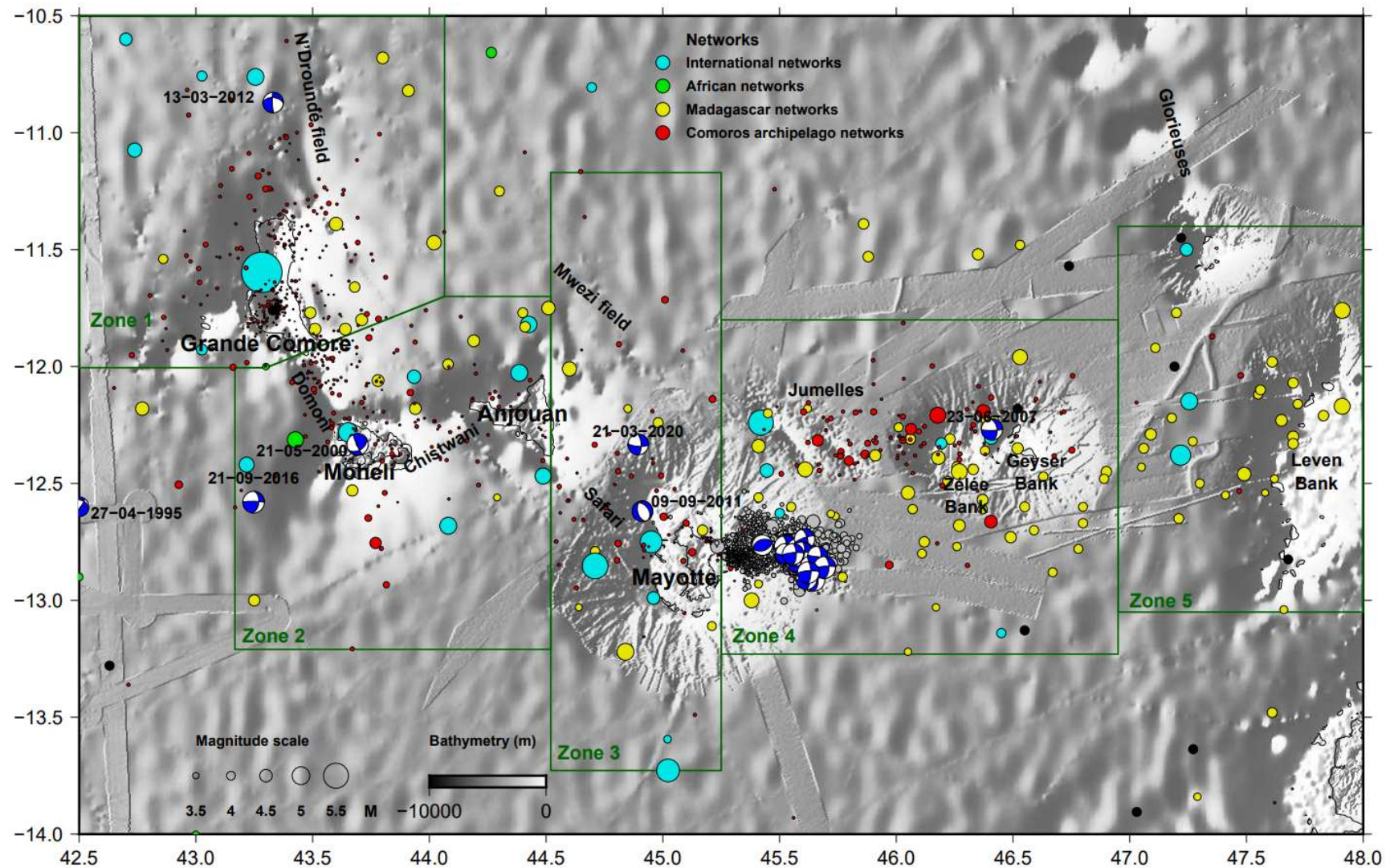


Figure 4: Sismicité de l'archipel des Comores collectée entre le début du 20^e siècle et fin mai 2023, dans la zone d'étude indiquée en rouge en fig. 1 et 2. Les couleurs des cercles indiquent les différents réseaux dont sont originaires les localisations des séismes, les cercles noirs représentent les séismes sans magnitude calculée. En gris, la sismicité observée à l'est de Mayotte depuis le 10 mai 2018. Les cadres verts délimitent le découpage utilisé dans ce chapitre. Les mécanismes au foyer sont issus d'une compilation décrite par Bertil et al. (2021). La bathymétrie provient de GEBCO (2023)

Date	Heure	Magnitude	Longitude (°)	Latitude (°)	Profondeur (km)	Zone
23/08/1918	06:07:20	~6,20	43,2820	-11,5970	10,0	1
16/01/1936	10:58:00	~5,30	44,9500	-12,7500	-	3
15/07/1960	05:02:09	~5,50	45,4200	-12,2400	37,0	4
04/10/1982	00:50:59	5,20	47,2181	-12,3790	10,0	5
16/06/1986	05:41:26	5,11	43,6517	-12,2811	10,0	2
23/04/1993	16:35:43	5,37	45,0225	-13,7273	13,8	3
01/12/1993	22:04:24	5,54	44,7101	-12,8529	12,6	3
21/05/2000	02:58:45	5,20	43,6925	-12,3331	17,0	2
23/06/2007	11:54:54	5,10	46,4098	-12,2689	10,4	4
09/09/2011	13:25:06	5,00	44,9127	-12,6188	6,0	3
21/09/2016	01:08:45	5,20	43,2469	-12,5798	10,8	2
21/03/2020	06:42:38	5,00	44,8945	-12,3330	30,0	3

Table 2: liste des 12 séismes de magnitude ≥ 5.0 dans la région d'étude.

Dans le cadre de cette étude, pour faciliter la description de la sismicité, l'archipel est divisé arbitrairement en 5 grandes zones, par tranche de longitude, mis à part les deux premières zones qui sont dans la même tranche de longitude (Fig. 4) :

- La première zone est définie de sorte à contenir toute la sismicité autour de Grande Comore, en s'arrêtant au sud sans inclure la sismicité observée sur la ride de Domoni
- La deuxième zone est définie de sorte à contenir toute la sismicité de la ride de Domoni, celle autour de Mohéli et d'Anjouan, en s'arrêtant le long de la côte est d'Anjouan sans inclure la sismicité observée sur la ride de Safari.
- La troisième zone est une bande verticale allant de la ride de Safari à l'est de Mayotte, mais sans inclure la sismicité de la chaîne volcanique est-Mayotte.
- La quatrième zone est définie de sorte à inclure la sismicité des grandes structures à l'est de Mayotte : chaîne volcanique est-Mayotte, Jumelles, Geyser et Zélée.
- La cinquième et dernière zone est définie de sorte à inclure la sismicité à l'est du banc de Geyser, c'est-à-dire celle autour du banc de Leven.

Sur les 896 séismes identifiés n'appartenant pas à la séquence mahoraise, 867 d'entre eux se retrouvent dans une des cinq zones d'étude: 205, 122 et 12 d'entre eux sont de magnitude supérieure ou égale à 3.0, 4.0 et 5.0, respectivement (Fig. 3a, Table 1).

Ce premier comptage en table 1 entraîne plusieurs observations :

- Il y a des séismes de toutes les gammes de magnitude, y compris au-dessus de magnitude 5.0, dans chacune des zones de la région d'étude (Fig. 4).

- Le plus grand nombre de séismes est localisé en zone 1 (Grande Comore), principalement grâce à la proximité du réseau placé sur le Karthala. La seconde zone avec le plus de localisations est la zone 2 (Mohéli- Anjouan), plus proche elle aussi du réseau de l'OVK. On note aussi le nombre important de séismes en zone 4 (Jumelles - Geyser), dû à la proximité du réseau mahorais mais aussi des ajouts du catalogue Bertil et Regnault (1998), qui y renseigne plusieurs dizaines de séismes entre 1978 et 1996.
Fait notable, malgré la proximité du réseau mahorais, la zone 3 (Mayotte), ne contient pas autant de séismes que les autres zones, à l'exception de la zone 5 (Leven) qui est éloignée des réseaux de suivi de la sismicité de l'archipel de Grande Comore. La majorité des séismes localisés dans la zone Leven proviennent des catalogues malgaches.
- On retrouve environ le même nombre de séismes de magnitude supérieure ou égale à 3.0 et supérieure ou égale à 4.0 dans 4 des 5 zones. La zone 4 (Jumelles - Geyser) fait exception, avec plus du double de séismes dans chacune de ces catégories.
- La zone 3 (Mayotte), compte en proportion moins de séismes de magnitude supérieure ou égale à 4.0 mais plus de séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.0 que les zones 1, 2 et 5, pour un nombre similaire de séismes de magnitude supérieure ou égale à 3.0 : cinq des 12 séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.0 localisés dans les 5 zones d'étude se retrouvent autour de Mayotte.

2.2.1. Activité sismique dans la zone nord-ouest de l'archipel (zone 1)

La zone de Grande Comore (Fig. 5) est de loin celle qui contient le plus de séismes localisés dans cette étude, avec 383 d'entre eux soit 44.1% des séismes des 5 zones. En revanche, elle contient la plus faible proportion de séismes au-dessus de magnitude 3.0, 4.0 et 5.0 (Fig. 6, Table 1). Grâce au réseau KA de Grande Comore (notamment les stations autour du Karthala), le seuil de localisation de cette zone est le plus bas de tout l'archipel depuis 2018, quand ce réseau fonctionne correctement (Figs. 6b et 7a).

La sismicité de la zone 1 se partage entre celle sur Grande Comore (sous le Karthala et le massif de la Grille) et celle autour de Grande Comore, notamment sous le champ volcanique de N'Droundé.

2.2.1.1. Sismicité sur Grande Comore

La majorité (216) des événements de magnitude faible ($M < 3.0$) se retrouve autour du Karthala (Fig. 5). Ces événements permettent d'avoir une estimation de l'activité du volcan depuis 2018 (Fig. 7).

Sur le Karthala, plusieurs séismes ou essaims sont renseignés avant 2018 :

- Le plus fort des séismes étudiés, du 23 août 1918, de magnitude 6.2 (Fig. 5). Il a été ressenti jusqu'à Mohéli (Lacroix, 1920). Comme il n'y a pas eu de rapport de pertes humaines ou de dommages matériels, il est probable que la magnitude évaluée a été surestimée. De même, sa localisation est approximative. Ce séisme fait partie d'un essaim de quelques dizaines de jours (Lacroix, 1920), avec notamment d'autres événements fortement ressentis le 25 août 1918, et est associé à une éruption phréatique et un effondrement du sommet du Karthala (Lacroix, 1920; Bachèlery et al., 2016).
- Un autre séisme, du 20 janvier 1953, fortement ressenti sur Grande Comore, entraîne des dégâts à certains bâtiments (Boulanger, 1953). Cependant, la magnitude n'a pas pu être évaluée, et la localisation n'est pas établie. Ce séisme, associé à un essaim sismique de plus d'un mois, entre janvier et février 1953, n'aboutit pas à une éruption du Karthala.

- Bien que les épicentres sont peu fiables, car 30 km trop à l'ouest, les cinq séismes les plus forts (magnitudes entre 4.3 à 4.4, encadrés en jaune en fig. 5) de la séquence sismique associée à l'éruption du Karthala de 1991 sont localisés par le réseau malgache le 4 juillet 1991 (Bertil et Regnault, 1998). Le réseau courte période du Karthala détecte une augmentation rapide de la sismicité 2 semaines avant l'éruption le 11 juillet 1991, de 4-5 événements par mois à 4000 événements par jour, avec des séismes de magnitude 0.5 à 4.3, dont 20% de séismes longue période. Après l'éruption, le taux de sismicité du Karthala reste élevé pendant au moins 4 ans (Savin et al., 2005).

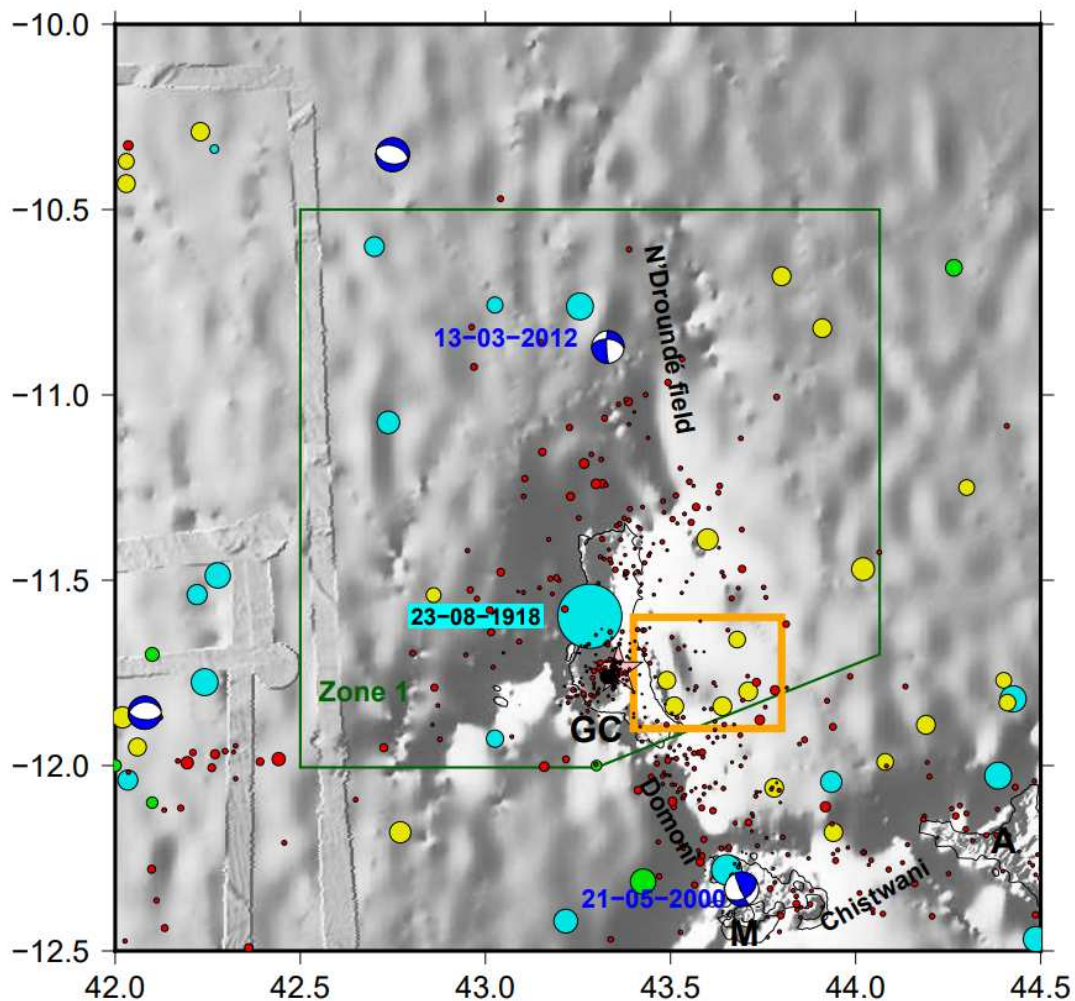


Figure 5: Sismicité autour de Grande Comore (zone 1). Le code couleur des séismes est le même qu'en figure 1 et 4. L'étoile rose indique la position du volcan Karthala. L'encadré orange délimite les 5 séismes (en jaune, du catalogue Bertil et Regnault, 1998) associés à la crise sismique de 1991. GC = Grande Comore, M = Mohéli, A = Anjouan.

Depuis 2018, celui-ci semble avoir de manière régulière des phases d'activité sismique, dont les séismes ne dépassent pas magnitude 3. On observe une sismicité régulière, et plusieurs grandes phases d'activité depuis mai 2018 (Fig. 7):

- De fin mars à fin août 2020
- De fin décembre 2020 à fin mars 2021
- D'octobre 2021 à octobre 2022

La dernière phase contient un pic de 80 séismes entre juin et juillet 2022, le taux de sismicité le plus élevé sur Grande Comore de ce catalogue. Malgré cette sismicité récente sur l'île, aucune activité éruptive n'a été observée sur le Karthala depuis 2007 (Bachelery, 2016).

Les séismes du Karthala localisés depuis 2018 sont estimés à des profondeurs allant de 0 à 40 km, mais sont essentiellement superficiels : la plupart sont à une profondeur comprise entre 0 et 15 km, pour une profondeur moyenne de 5.1 km (Fig. 7b).

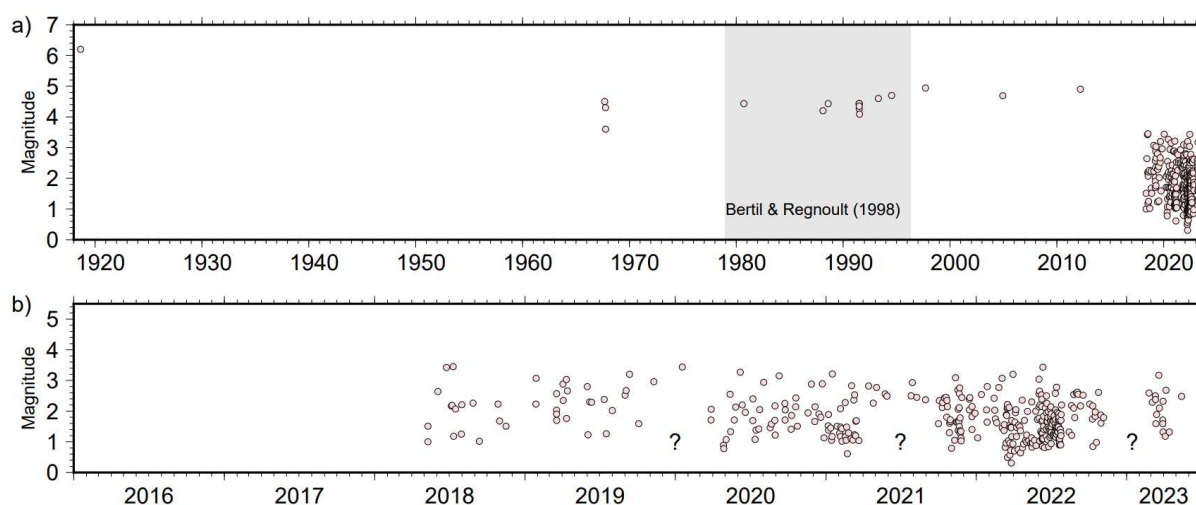


Figure 6: Distribution temporelle des magnitudes de séismes de la zone 1. (a) Sur tous les séismes de la zone (Figs. 4 et 5). (b) Focus sur la sismicité de la zone depuis 2016. Les points d'interrogation en (b) indiquent les périodes où le seuil de localisation augmente du fait de problèmes du réseau KA.

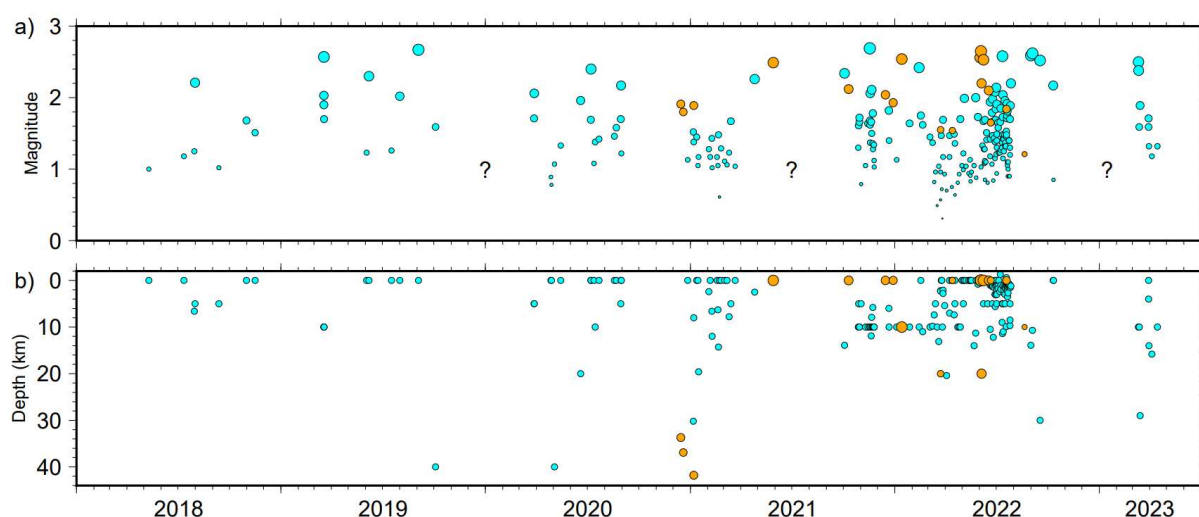


Figure 7: Distribution temporelle des séismes sur Grande Comore depuis 2018, vue par le réseau régional. En bleu, la sismicité du Karthala, en orange celle de La Grille. (a) Magnitude. (b) Profondeur estimée. Les points d'interrogation indiquent les périodes où le seuil de détection augmente du fait de problèmes de réseau sur Grande Comore.

Un deuxième groupe de séismes est localisé sous la Grille (massif volcanique au nord de Grande Comore). Il est visible entre fin décembre 2020 et fin août 2022. Plus ancien que le Karthala (Bachelery et al., 2016). Ce massif semble encore sujet à de la microsismicité assez difficile à détecter et impossible à repérer sans les stations sur Grande Comore. Les profondeurs depuis 2018 sont estimées entre 0 et 41.8 km, pour une profondeur moyenne de 9.8 km.

2.2.1.2. Sismicité autour de Grande Comore

La partie nord de Grande Comore contient 101 séismes de magnitude 1.0 à 3.5, et montre depuis 2018 une sismicité le long du champ volcanique de N'Droundé et au sud de l'île de Grande Comore. Il existe un mécanisme en décrochement, associé à un séisme en mars 2012, au nord de Grande

Comore et sous le champ volcanique de N'Droundé, avec un axe de tension SW-NE. Quant à la sismicité, elle s'étire entre ce séisme de 2012 et la zone à l'est de Grande Comore. Les profondeurs des séismes localisés depuis 2018 sont estimées entre 0 et 42 km, pour une profondeur moyenne de 11.5 km.

La sismicité à l'ouest de Grande Comore est dispersée, avec 26 événements entre mai 2018 et mai 2023 de magnitude 1.5 à 3.2, et deux séismes de magnitude 4.1 et 4.3 en 1967 et 1991 (Fig. 5). Cette sismicité rejoint la sismicité orientée est-ouest entre Grande Comore et la ride de Davie, autour d'une latitude de 12°S (Figs. 1 et 2). Les profondeurs des séismes localisés depuis 2018 sont estimées entre 0 et 41 km, pour une profondeur moyenne de 23 km.

2.2.2. Activité sismique dans la zone sud-est de l'archipel (zone 2)

Cette zone contient au total deux fois moins de séismes localisés que la zone 1 (198 séismes), mais autant de séismes au-dessus de magnitude 3.0, et plus de séismes de magnitude supérieure à 4.0. La complétude sur cette zone est moins bonne lorsque le réseau KA ne fonctionne pas, avec un seuil de localisation plus élevé d'un point de magnitude en moyenne (Table 2), du fait d'un éloignement du réseau KA plus important. En revanche, la détection dans cette zone a été grandement améliorée par l'ajout des stations KA.KANG et KA.BATSE, sur Anjouan et Mohéli, respectivement. Lorsque ces deux stations fonctionnent, les séismes de magnitude inférieure à 2.0 peuvent être localisés. En revanche, sans le réseau KA, les séismes de magnitude inférieure à 3.0 ne sont pas détectables (Fig. 8a).

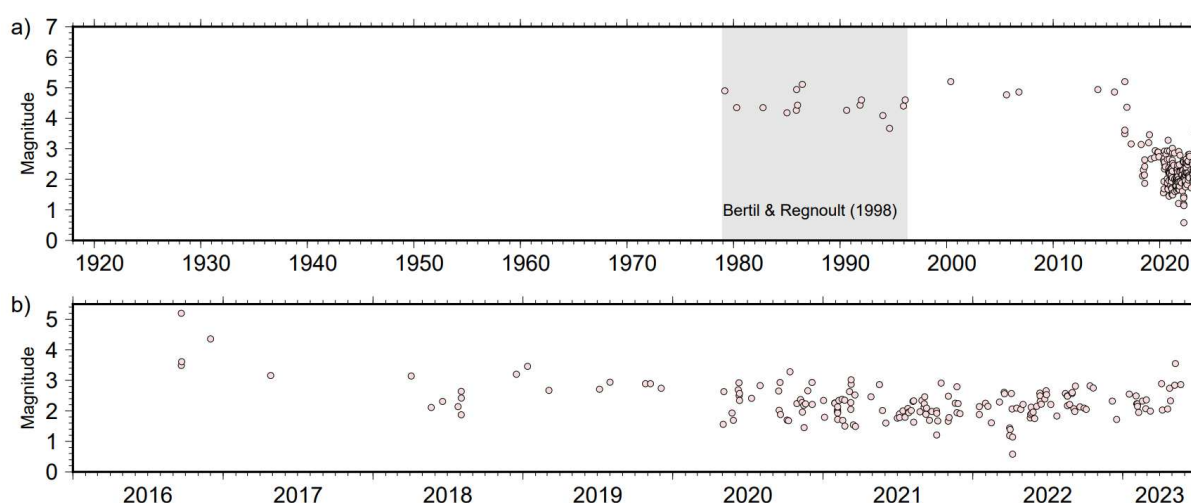


Figure 8 : Distribution temporelle des magnitudes de séismes de la zone 2. (a) Sur tous les séismes de la zone (Figs. 4 et 9). (b) Focus sur la sismicité de la zone depuis 2016.

Les premiers séismes localisés dans cette zone proviennent du catalogue Bertil et Regnault (1998). La plupart de ces séismes (9 sur 10) sont localisés au nord d'Anjouan et Mohéli, distribués au sein d'une bande de sismicité selon un axe WSW-ENE parallèle à l'axe Mohéli - ride de Chistwani - Anjouan. Ce catalogue, établi grâce au réseau malgache entre 1979 et 1996, aussi du fait de l'incertitude sur les localisations, donne déjà une indication de la distribution de la sismicité le long de l'axe Mohéli - Anjouan. De fait, la sismicité de cette zone 2 se regroupe principalement sur la ride de Domoni, Mohéli et Anjouan, mais on retrouve des événements dispersés qui ne s'alignent pas le long de structures visibles, notamment au sud de Mohéli.

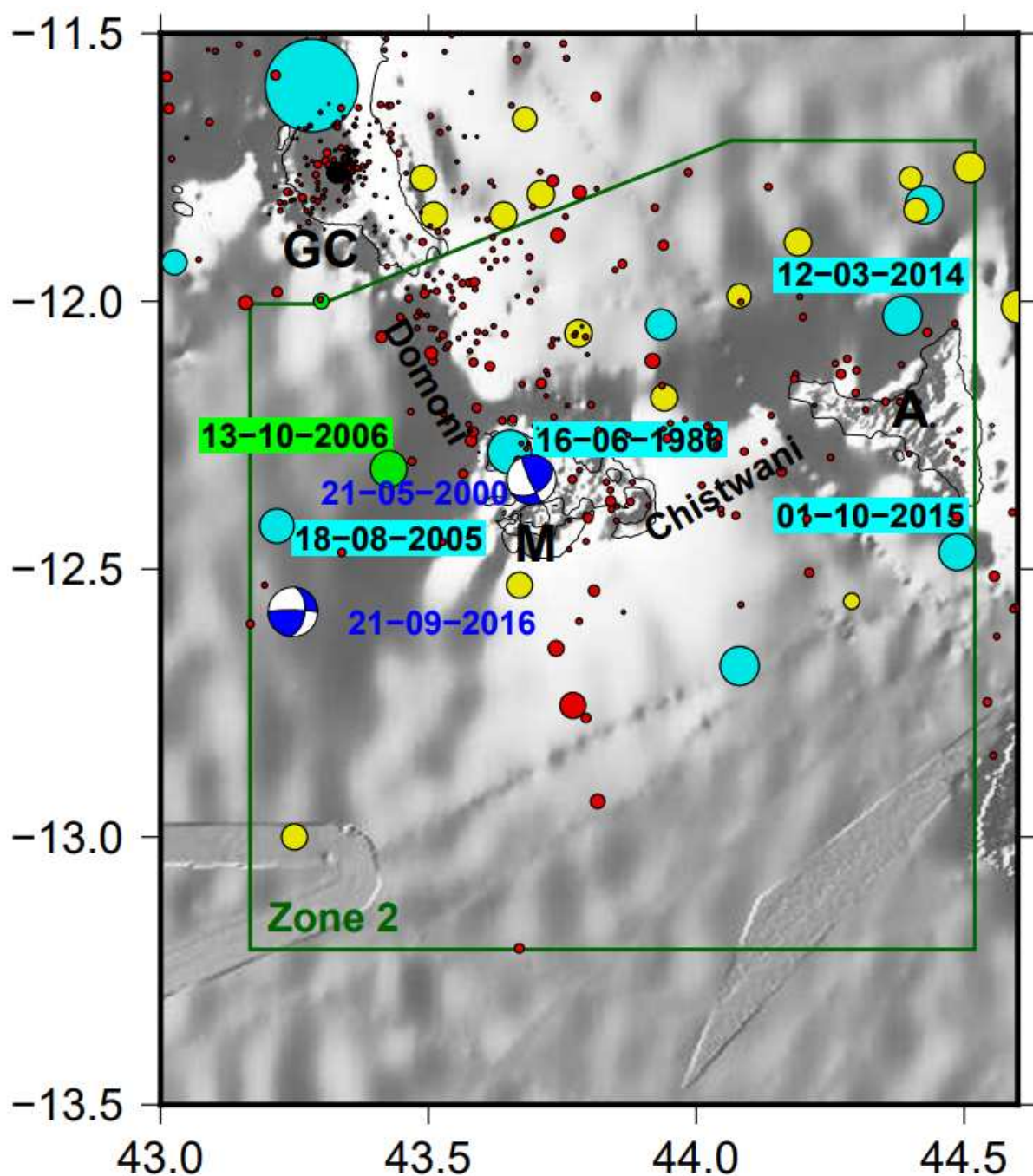


Figure 9: Sismicité autour de Mohéli (zone 2). Le code couleur des séismes est le même qu'en figure 1 et 4. GC = Grande Comore, M = Mohéli, A = Anjouan.

2.2.2.1. Sismicité de Domoni

Plus d'un quart de la sismicité de la zone 2 (57 séismes), dont un tiers des événements de magnitude inférieure à 3.0 de cette zone, se retrouvent au niveau de la ride de Domoni (Fig. 9). Cette ride se décompose en deux alignements NW-SE d'édifices volcaniques, entre Grande Comore et Mohéli (Thinon et al., 2022). La sismicité répertoriée de Domoni, de magnitude 1.2 à 3.3, se regroupe sous ces structures. Les événements sont particulièrement regroupés, tout comme les événements localisés sous la Grille ou le Karthala (Figs. 5 et 9). Sur cette ride, les profondeurs des séismes localisés depuis 2018 sont estimées entre 0 et 43.8 km, pour une profondeur moyenne de 16.8 km.

Cette sismicité n'est visible dans le cadre de ce réseau d'observation régional que depuis 2017, et de manière régulière seulement depuis mai 2020. Cela est probablement dû à la faible magnitude des événements dans cette zone et à la difficulté de les détecter plus qu'à une activation récente de la ride.

2.2.2.2. Sismicité de Mohéli

Plus d'un quart de la sismicité de la zone 2 (62 séismes) et de la sismicité de cette zone inférieure à magnitude 3 se retrouve autour de Mohéli (Fig. 9). Autour de Mohéli, les profondeurs des séismes localisés depuis 2018 sont estimées entre 0 et 40 km, pour une profondeur moyenne de 18 km. Dans cette partie de la zone d'étude, les relevés océanographiques n'ont repéré ni structures particulières ni regroupement de petites structures, hormis un dépôt gravitaire massif au sud de l'île (Thinon et al., 2022). Cette sismicité est répertoriée jusqu'à une magnitude de 5.2.

L'ISC renseigne deux événements, en 1986 (Mw 5.1) et en 2000 (Mw 5.2) localisés sous la partie ouest de Mohéli (Fig. 9). Un mécanisme en décrochement est associé au séisme de 2000, l'un des plans nodaux s'aligne selon un axe NW-SE, dans l'axe de la sismicité entre le sud du Karthala et l'ouest de Mohéli, le long de la ride de Domoni (Fig. 9).

La sismicité se prolonge vers le sud-ouest depuis l'extrémité ouest de Mohéli, et vers le sud à partir de l'extrémité est de Mohéli. Dans le prolongement sud-ouest, on retrouve aussi plusieurs séismes de magnitude supérieure à 4.0 : Mw 4.8 en 2005, Mw 4.9 en 2006 et Mw 5.2 le 21 septembre 2016. Un mécanisme en décrochement est associé au séisme de 2016 : l'un des plans nodaux s'aligne selon un axe est-ouest. Ces deux prolongements de sismicité contiennent les séismes les plus importants de la zone 2 ($M > 4.5$).

Quelques séismes se retrouvent entre 0 et 10 km au nord de Mohéli, sous la pente abyssale. La sismicité y est rare et faible (magnitude 1.8 à 2.3) sur les dernières années.

2.2.2.3. Sismicité de Chistwani

Sur les cinq dernières années, les deux rides de la zone 2 ont un nombre proche de séismes de magnitude supérieure ou égale à 2.5 (8 sur Chistwani, 9 sur Domoni). Sur Chistwani, les profondeurs des séismes localisés depuis 2018 sont estimés entre 0 et 40 km, pour une profondeur moyenne de 21.9 km.

Sur la même période, plusieurs séismes (8) se trouvent à 50 km au nord de Mohéli et Chistwani, à la latitude du sud de Grande Comore. Ces événements occasionnels, de magnitude 2.1 à 3.5, se produisent dans une zone sans structure ni faille majeures identifiées (Figs. 9 et 16).

2.2.2.4. Sismicité d'Anjouan

La sismicité localisée sur Anjouan dans le catalogue est récente, avec un premier événement à quelques kilomètres au nord de l'île en mars 2014, puis un second à quelques kilomètres au sud de l'île en octobre 2015, les deux ayant une magnitude 4.9. Il n'y a pas de trace de séisme proche d'Anjouan dans la sismicité instrumentale antérieure à 2014. Les événements autres que ceux mentionnés précédemment sont tous de magnitude inférieure à 3.0 (Fig. 9). Douze séismes sont localisés sous l'île, de la pointe ouest à la pointe sud. Autour d'Anjouan, les profondeurs des séismes localisés depuis 2018 sont estimés entre 0 et 53.4 km, pour une profondeur moyenne de 22.5 km.

2.2.3. Activité sismique autour de Mayotte (zone 3)

La qualité des localisations le long de l'archipel est la meilleure autour de l'île de Mayotte, du fait de la proximité du réseau mahorais. Grâce au réseau malgache, le seuil de localisation descend en dessous de 4.0 sur la période d'étude de Bertil et Regnault (1998), puis à 2.0 à partir de 2016, et enfin à 1.0 depuis 2019 (Fig. 10).

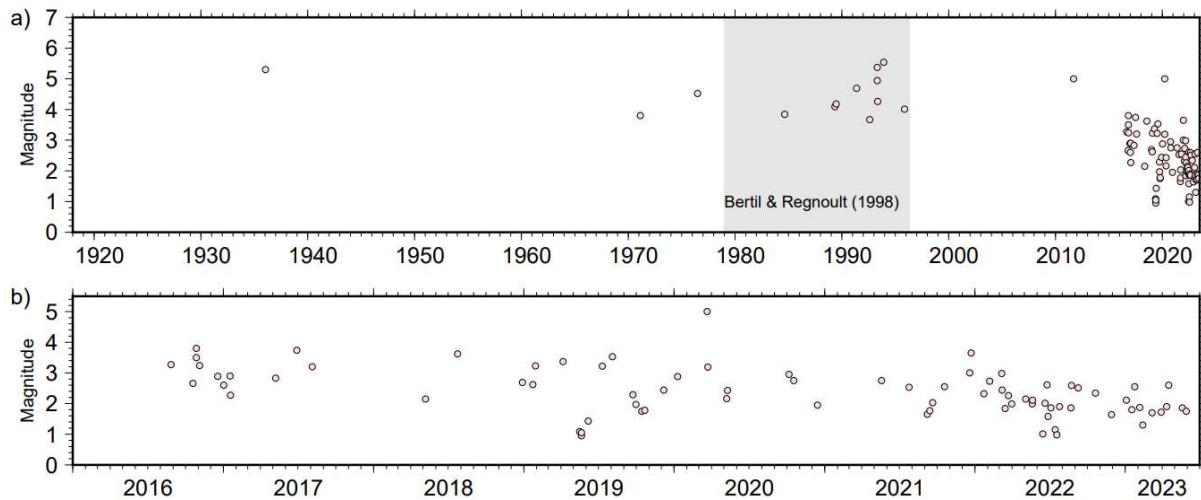


Figure 10 : Distribution temporelle des magnitudes de séismes de la zone 3. (a) Sur tous les séismes de la zone (Figs. 4 - 11). (b) Focus sur la sismicité de la zone depuis 2016.

Malgré le fait que cette zone a une capacité de détection équivalente au réseau KA lorsqu'il fonctionne, si l'on exclut la chaîne volcanique est-Mayotte et la zone 5, le nombre de petits séismes localisés ($M \leq 3$) est le plus bas de la région d'étude (Table 1). Pourtant, cette zone autour de Mayotte comprend le plus de séismes forts ($M \geq 5$). La zone 3 marque une rupture dans l'alignement de sismicité global le long de l'archipel : en plus de son comportement particulier (peu de faible sismicité, séismes majeurs plus nombreux), les séismes sont localisés plus au sud par rapport aux séismes des autres zones (Figs 1, 2 et 4). Ce décalage est à mettre en relation avec le décalage géographique de l'archipel : Mohéli, Anjouan, les Jumelles et les bancs de Geyser et Zélée forment un alignement est-ouest quasi parfait par rapport auquel Mayotte, plus au sud, apparaît en décalage.

Les profondeurs des séismes localisés depuis 2018 autour de Mayotte sont estimées entre 0 et 50 km de profondeur, avec une profondeur moyenne de 22.6 km.

La sismicité récente apparaît dispersée dans la zone 3. Sur Mayotte même, les quelques séismes localisés, à l'exception de ceux autour de Koungou, sont principalement sur Petite Terre et sur la partie ouest et nord-ouest de l'île. A Koungou, au nord-est de Mayotte, l'activité d'une carrière entraîne l'enregistrement de tirs d'explosifs : sur les 25 événements enregistrés, un seul est réellement un séisme. Autour de l'île, les séismes sont principalement localisés à l'ouest, dont 3 séismes majeurs de magnitude supérieure à 5.0 (16 janvier 1936, 1 décembre 1993, 9 septembre 2011), et au nord-ouest, entre l'île et la ride de Safari, où se trouve le séisme du 21 mars 2020, de magnitude 5.0. Parmi ces séismes majeurs, ceux de 1936 et 1993 causèrent des dégâts sur Mayotte (Lambert, 1997 ; Hachim, 2004). Le séisme de 2011 est le seul séisme de la région d'étude à être associé à un mécanisme de faille normale, associé à une extension selon un axe SW-NE et dont les azimuts des plans nodaux suivent un axe NW-SE, orientation de la ride de Safari. Le séisme du 21 mars 2020 au nord est associé à un mécanisme en décrochement, avec un axe d'extension SW-NE.

Cette distribution éparse de la sismicité autour de Mayotte se distingue de celle visible plus à l'ouest, sur la ride de Domoni, Mohéli ou Anjouan. Sur le champ volcanique de Mwezi, seuls 4 séismes

récents sont localisés. De même, la ride de Safari semble moins active, avec une quinzaine de séismes.

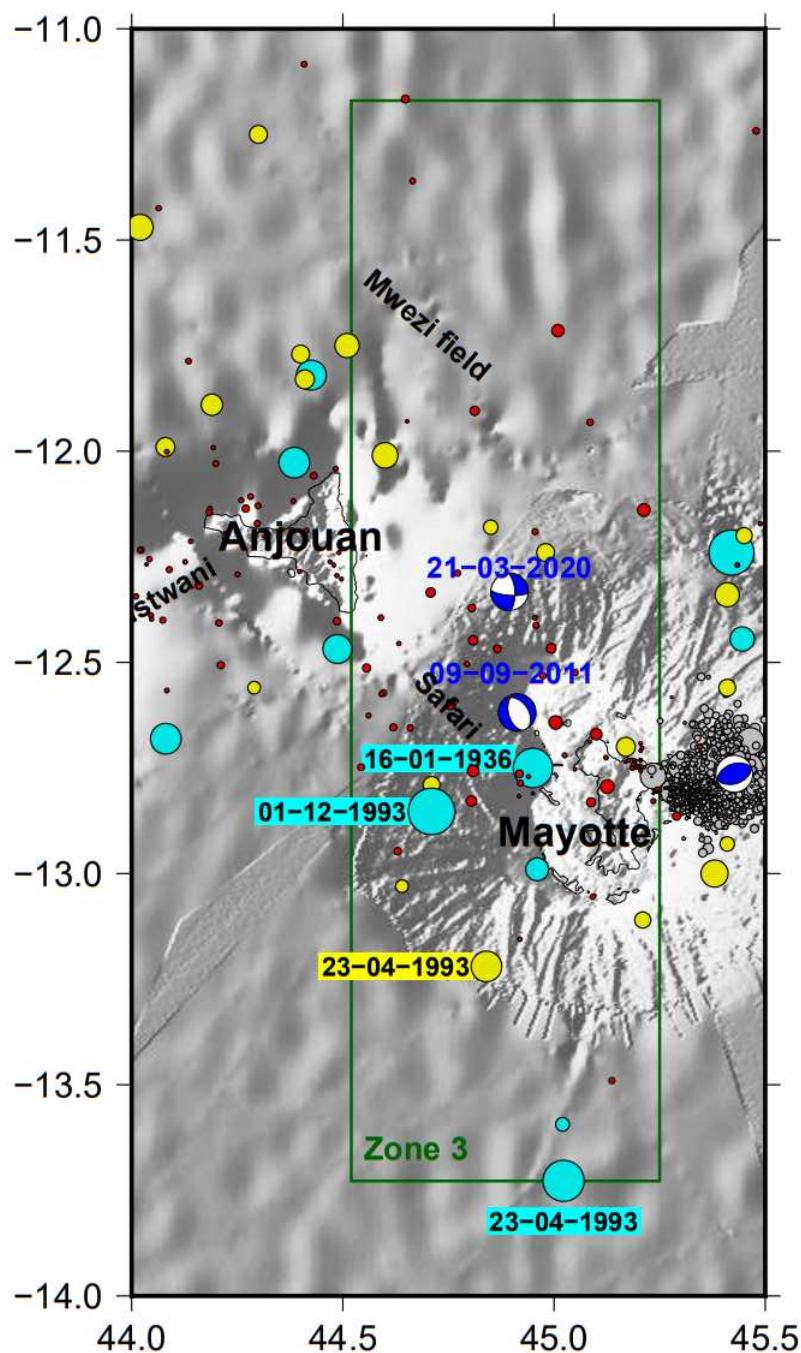


Figure 11 : Sismicité autour de Mayotte (Zone 3). Le code couleur des séismes est le même qu'en figure 1 et 4.

Moins de 5 événements se retrouvent au sud de l'île, dont deux de magnitude 5.4 et 4.9 le 23 avril 1993, le premier localisé par les réseaux internationaux (ISC) et le second par le réseau Malgache (Bertil et Regnault, 1998) trois heures plus tard, dans la même zone.

2.2.4. Activité sismique des Jumelles, des bancs de Zélée et Geyser et de la chaîne volcanique est-Mayotte (zone 4)

La quatrième zone (Figs. 4 et 12) comprend trois formations majeures : la chaîne volcanique est-Mayotte, les Jumelles, et les bancs de Geyser et Zélée. En omettant l'activité de la chaîne

volcanique est-Mayotte depuis le 10 mai 2018, elle comprend 159 séismes dont 51 de magnitude supérieure à 4.0, notamment 6 depuis 2017, ce qui en fait la zone avec le plus de sismicité moyenne à forte ($3 \leq M \leq 5$) parmi les cinq zones de l'archipel (Table 1, Figs. 4 et 12). Ces séismes forts se situent au niveau des Jumelles (où un séisme de magnitude 5.5 est localisé en 1960) et les bancs de Geyser et Zélée (entre lesquels un séisme de magnitude 5.1 est localisé en 2007). Les séismes localisés depuis 2018 sont estimés à des profondeurs comprises entre 0 et 59 km, pour une profondeur moyenne de 22.6 km. La magnitude de localisation minimale est de 2.0 jusqu'au banc de Geyser (Fig. 13).

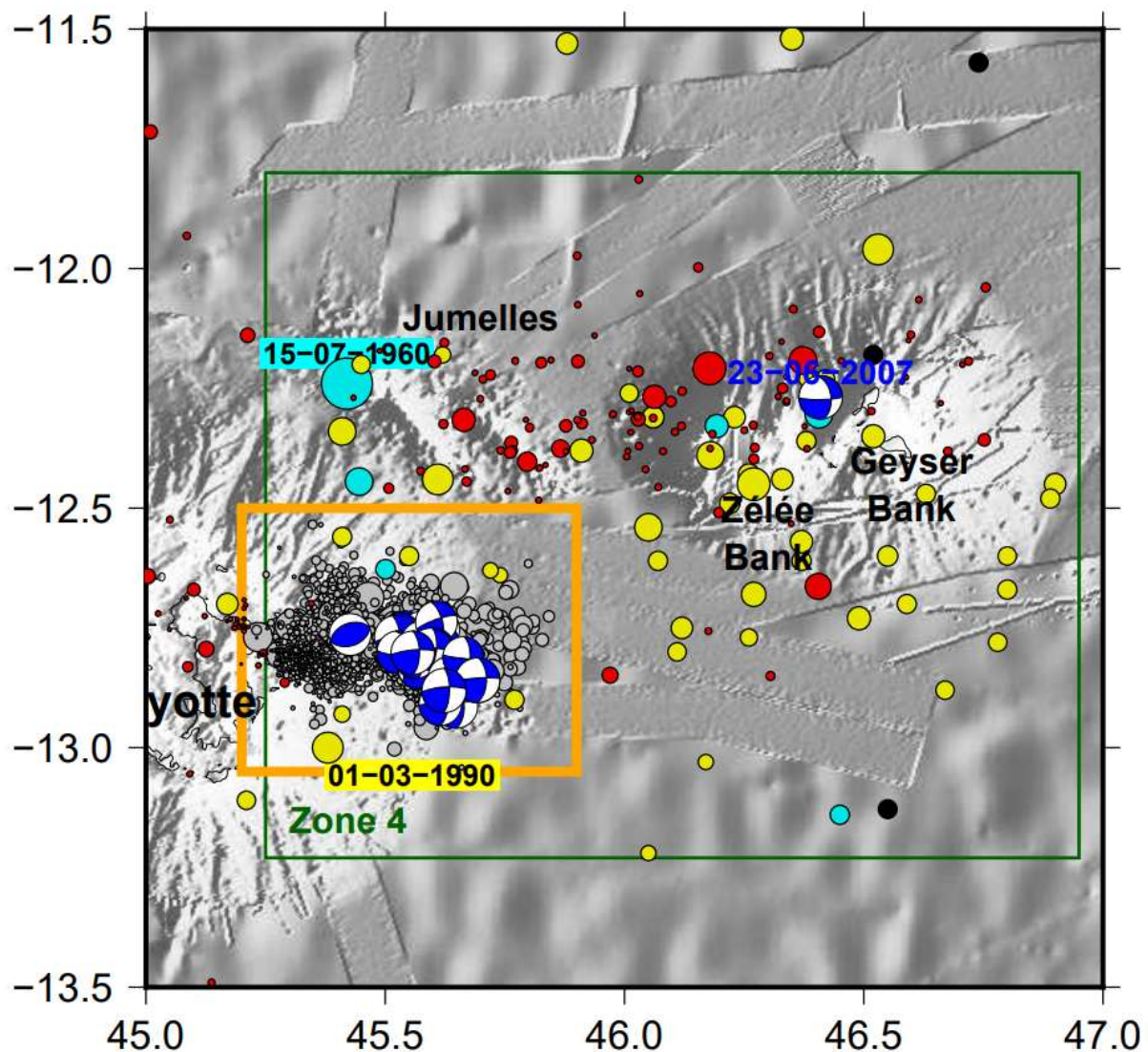


Figure 12: Sismicité entre l'est de Mayotte et le banc de Geyser (zone 4). Le code couleur des séismes est le même qu'en figure 1 et 4. Le cadre orange délimite la zone sismogène correspondant à la chaîne volcanique est-Mayotte.

Dans cette zone 4, seuls deux séismes des catalogues internationaux (27 juin 1975, sans magnitude ; 26 juin 1976, de magnitude 4.1) ne sont pas localisés sur l'une de ces formations, se situant environ 100 km au sud de Geyser et Zélée et 100 km à l'est de Mayotte (Fig. 12). Il s'agit de deux séismes anciens, avec une forte incertitude de localisation. De plus, il n'y a eu aucun séisme dans cette partie de la zone 4, ni entre 1978 et 1995 (Bertil et Regnault, 1998), ni depuis 2018. Ces séismes sont très probablement mal localisés, et dans le cas contraire, le sud des bancs de Geyser et Zélée à la latitude du sud de Mayotte est une zone très peu active.

Bertil et Regnault localisent 46 séismes dans cette zone, de magnitude 3.8 à 4.9, entre mai 1973 et mai 1996, dont trois quarts autour des bancs de Geyser et Zélée et le quart restant réparti entre les Jumelles et l'est de Mayotte.

Depuis 2018, malgré l'utilisation des stations mahoraises, aucun séisme n'est localisé entre la chaîne volcanique est-Mayotte et les Jumelles ou le banc de Zélée : il n'y a aucun lien sismique visible, sur les cinq dernières années, entre cette ride et les autres structures de la zone 4.

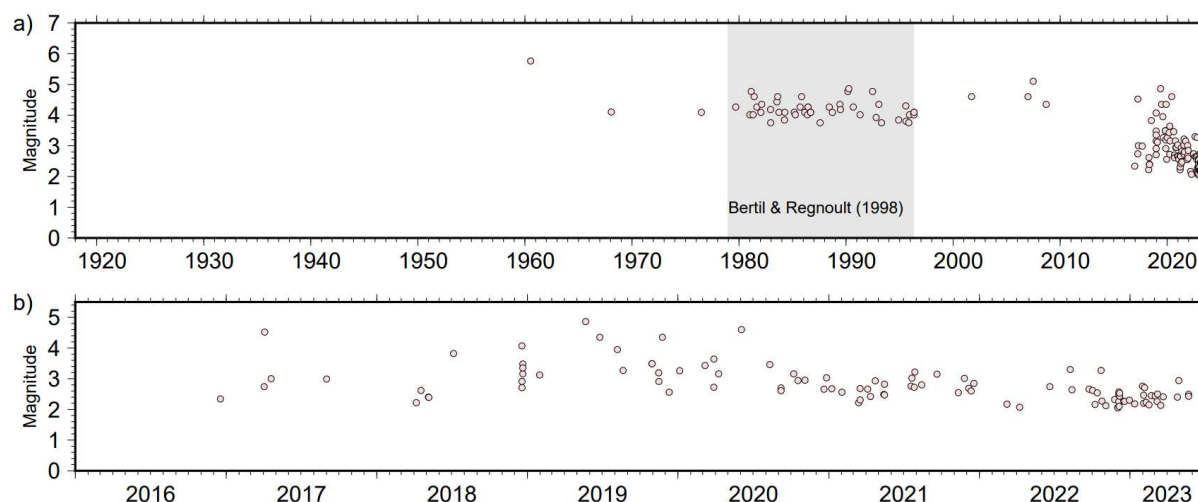


Figure 13: Distribution temporelle des magnitudes de séismes de la zone 4. (a) Sur tous les séismes de la zone (Figs. 4 - 12). (b) Focus sur la sismicité de la zone depuis 2016.

Avant le 10 mai 2018 et la mise en place des essais mahorais, peu de séismes sont localisés sous la chaîne volcanique est-Mayotte : seulement 3 entre septembre 2017 et mai 2018, de magnitude inférieure à 3.0. L'étude de la sismicité à l'est de Mayotte depuis le 10 mai 2018 se trouve aux chapitres 3 et 4. On compte par ailleurs 8 séismes entre 1968 et 1995 de magnitude 3.75 à 4.77 (le séisme de magnitude 4.77 a lieu le 1er mars 1990), localisés à moins de 20 km des essais mahorais (Cadre orange en fig. 12). Il est possible, du fait des incertitudes de localisation fortes sur ces catalogues, que ces séismes aient eu lieu le long de la chaîne volcanique est-Mayotte.

Moins de quarante séismes sont localisés sous les Jumelles depuis mi 2016, néanmoins 15 et 2 d'entre eux sont de magnitude supérieure ou égale à 3.0 et 4.0, respectivement. La majorité des séismes récents se trouvent sur la partie est des Jumelles, dont les deux séismes de magnitude supérieure à 4.0. Cependant, le séisme de 1960, le plus fort de la zone d'étude entre 1918 et 2018, se trouve sur la partie ouest des Jumelles. Enfin, trois séismes ont lieu le 18 puis trois autres le 20 décembre 2018, seules occurrences observées de séismes successifs sur les Jumelles. Le 18 décembre, un séisme de magnitude 4.1 est suivi de deux séismes de magnitude 2.7 et 2.9 sur une heure et demi d'intervalle. Le 20 décembre au soir, 3 séismes sont localisés en 15 minutes, de magnitude équivalente (3.1 à 3.5).

Une soixantaine de séismes ont été localisés autour des bancs de Zélée et Geyser depuis 2017, dont 14 et 4 de magnitude supérieure ou égale à 3.0 et 4.0, respectivement (Fig. 12). Ces événements sont majoritairement dans la moitié nord de la surface couverte par ces deux bancs, avec un tiers à l'ouest du banc de Zélée, un quart entre les deux bancs, un dernier quart à l'est du banc de Geyser, et les séismes restant se trouvant sous le banc de Zélée ou au sud des deux bancs. Les séismes de magnitude supérieure à 3.0 sont principalement localisés à l'ouest du banc de Geyser, proches des Jumelles.

Globalement, la sismicité de la zone 4 est continue entre l'est des Jumelles et le banc de Geyser, localisée dans un couloir long de 250 km d'est en ouest (Fig. 12). Cet alignement suit l'un des plans nodaux du mécanisme en décrochement de 2007 entre Geyser et Zélée (Fig. 12), et ne suit pas l'axe NW-SE des Jumelles ou de la chaîne volcanique est-Mayotte.

2.2.5. Activité sismique entre les bancs de Geyser et Leven (zone 5)

Cinq séismes ont été localisés par le réseau composite régional dans la zone 5, entre les bancs de Geyser et Leven, depuis 2016 : en décembre 2017 (MLv 3.2), janvier 2021 (MLv 3.4), février 2021 (MLv 3.1), septembre 2022 (MLv 2.4), janvier 2023 (MLv 2.5) (Figs. 4 et 14). Le réseau actuel est en limite de détection dans cette zone, avec une magnitude de détection plus élevée qu'ailleurs dans l'archipel des Comores. Du fait du faible nombre de séismes pour lesquels une magnitude est calculée, il n'est pas pertinent d'estimer une profondeur moyenne de sismicité dans cette zone.

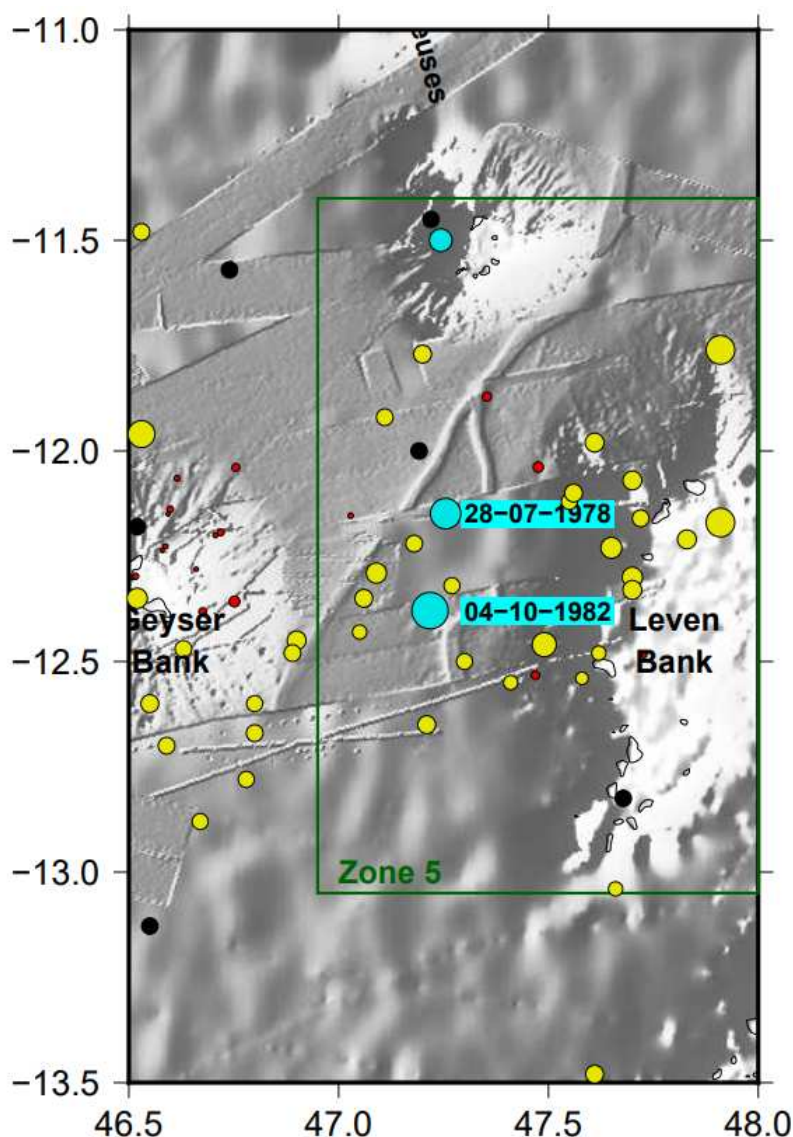


Figure 14 : Sismicité du banc de Leven (Zone 5). Le code couleur des séismes est le même qu'en figure 1 et 4.

Le réseau malgache ajoute 28 séismes à la zone 5 entre 1975 et 1994 (de magnitude 3.7 à 4.6 ; Rakotondrainibe, 1977 ; Bertil et Regnault, 1998), dont un séisme par an de magnitude supérieure à 4.0 sur cette période (Fig. 15). A cela s'ajoutent deux séismes en 1978 et 1982, de magnitude 4.9 et 5.2, respectivement, localisés par les réseaux internationaux entre les bancs de Geyser et Leven. Une

telle sismicité n'est pas observée avec le réseau actuel, probablement à cause de la configuration du réseau, de l'éloignement de la zone 5 à Mayotte, et du manque de stations sur Madagascar. De plus, GE.SBV, la station malgache la plus proche, n'est pas toujours disponible. Il est aussi possible que les magnitudes calculées avec le réseau malgache aient été surévaluées.

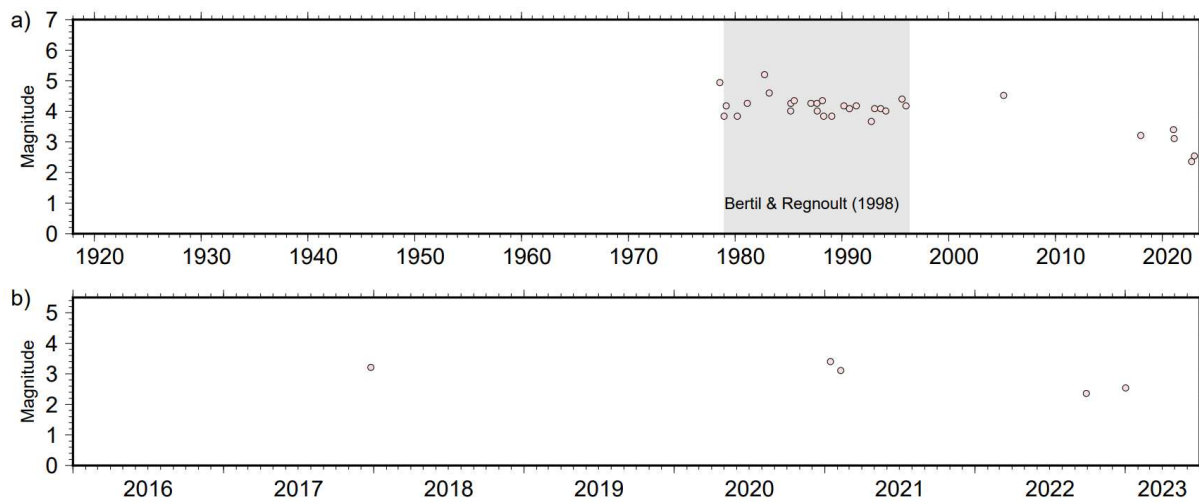


Figure 15: Distribution temporelle des magnitudes de séismes de la zone 5. (a) Sur tous les séismes de la zone (Figs. 4 - 14). (b) Focus sur la sismicité de la zone depuis 2016.

Il n'existe pas de mécanisme associé à un quelconque séisme dans la zone 5. De même, il n'y a pas de regroupement ou d'alignement de sismicité : elle est dispersée sur une zone de 100x100 km, cependant la qualité des localisations est mauvaise. Néanmoins, à plus grande échelle, cette sismicité s'inclut dans un alignement de sismicité est-ouest d'environ 500 km de long, entre Mohéli et le banc de Leven, dont la majorité des séismes sont localisés entre 12°S et 12.5°S (Figs. 1, 2 et 4). La sismicité localisée depuis 2018 ne permet pas de voir un alignement est-ouest au-delà du banc de Geyser, dans la continuité de la sismicité plus à l'ouest dans l'archipel, néanmoins les études antérieures, notamment Bertil et Regnault (1998) permettent de maintenir l'hypothèse de la continuité de la sismicité entre l'est de l'archipel des Comores et le nord de Madagascar.

3. Discussion

L'un des arguments avancés pour justifier le fait que l'archipel des Comores ait été formé par un point chaud est l'absence de sismicité significative le long des îles de l'archipel (Emerick et Duncan, 1982). Ce point a été remis en question par la sismicité localisée par l'observatoire sismologique de Madagascar (Bertil et Regnault, 1998; Rindraharisaona et al., 2013; Rakotondraibe et al., 2020), dont une partie se retrouve le long de l'archipel.

Ce chapitre, à la suite de Bertil et al. (2021), confirme la présence d'un couloir de sismicité active entre Grande Comore et le banc de Leven, et permet de préciser les zones d'activité actuelles (Fig. 2). Cependant, il montre aussi que la sismicité dans cette bande est distribuée suivant plusieurs directions, principalement autour des îles et structures principales de l'archipel, mais pas seulement. Cette analyse est dépendante des capacités de détection des différents réseaux dans la région.

3.1. Homogénéité du catalogue

La principale difficulté dans cette région est l'installation tardive de stations sismologiques (à partir de 2016 sur Mayotte), l'instabilité de certains réseaux actuels et la géométrie défavorable du réseau

composite comprenant les stations régionales. Certaines zones, supposées sismiquement actives (N'Droundé, Mwezi, banc de Leven), sont loin des stations. De ce fait, le seuil de détection n'est pas homogène, ni dans le temps, ni dans l'espace, y compris depuis le début de l'installation de stations sur les îles de l'archipel, à partir de 2016.

A l'ouest de l'archipel, la détection des séismes est dépendante du réseau KA de l'OVK. Ce réseau est indispensable pour détecter finement la sismicité du Karthala ($M > 1.0$), de la Grille ($M > 1.8$) et de la ride de Domoni ($M > 2.0$), pour visualiser la sismicité du champ volcanique de N'Droundé, ainsi que l'alignement de séismes entre Grande Comore et la ride de Davie. Ce réseau permet aussi de mieux détecter la sismicité entre Mohéli et Anjouan ($M > 3.0$). Les catalogues de sismicité malgache du 20^e siècle (Rakotondrainibe, 1977 ; Bertil et Regnault, 1998) sont moins efficaces pour détecter la sismicité à l'ouest de l'archipel ($M > 4$), associées à des incertitudes de localisation fortes.

La sismicité de magnitude inférieure à 3.5 sur Grande Comore n'est pas détectée sur les stations mahoraises, de même que celle au nord et à l'ouest de l'île. Elle n'est visible que sur le réseau de l'OVK, et ne peut être localisée que quand plusieurs stations de ce réseau KA fonctionnent. De même, une station dans la partie nord de l'île de Grande Comore permettrait de mieux détecter la microsismicité sous La Grille et le champ volcanique de N'Droundé. Enfin, l'ajout d'une station sur Anjouan et Mohéli a été très utile, mais les conditions difficiles de maintenance de réseau ou de communication sont telles que les données de ces stations ne sont pas souvent exploitables et/ou accessibles. Enfin, le partage des données de l'OVK, essentiel, n'est pas assuré en permanence, menant à des inhomogénéités dans la détection de la sismicité dans l'ouest de l'archipel.

A l'est de l'archipel, la détection dépend essentiellement du réseau mahorais. Celui-ci permet de bien localiser la sismicité autour de l'île de Mayotte, sur la ride de Safari, la chaîne volcanique est-Mayotte et les Jumelles ($M > 3.0$), et à plus grande échelle de Mohéli au banc de Geyser ($M > 3.0$). Le seuil de détection augmente avec la distance, et est proche de $M > 4.0$ sur le banc de Leven. Lorsque les données de la station QM.GGLO (îles Glorieuses) sont disponibles, le seuil de détection sur ce banc diminue à 3.0 : il serait bénéfique pour une complétude homogène des catalogues régionaux sur la partie est de l'archipel que cette station, qui pour l'instant n'acquiert des données que sur déclenchement, soit en acquisition continue. De même, la station GE.SBV, au nord de Madagascar, est importante pour localiser des séismes entre Mayotte et Madagascar. Cette station est la seule station à l'est de Mayotte avec une transmission directe des données, mais sa maintenance est difficile et l'accès aux données peut être coupée pendant plusieurs mois. Avoir plusieurs stations au nord de Madagascar serait utile afin de suivre la sismicité à l'est de Mayotte et faire le lien avec la sismicité observée au nord de Madagascar. Enfin, idéalement, quelques stations supplémentaires en Afrique de l'est, notamment au Mozambique, permettraient de suivre la sismicité de la ride de Davie (notamment le bassin de Kerimba) à Grande Comore.

La sismicité du champ volcanique de Mwezi, du nord de celui de N'Droundé, ainsi que du banc de Leven, est difficile à détecter avec l'assemblage de stations de l'archipel. S'il est possible d'affirmer que ces structures sont sismiquement actives, la durée réduite d'étude et le seuil de détection élevé ne permettent pas de mieux caractériser cette sismicité. Celle-ci n'est probablement pas homogène dans le temps, l'exemple étant la sismicité sur la chaîne volcanique est-Mayotte.

3.2. La sismicité de la chaîne volcanique est-Mayotte

Avant 2018, la chaîne volcanique est-Mayotte ne montre pas plus de signe d'activité qu'une autre, avec 8 séismes enregistrés entre 1968 et 1995. Un séisme de magnitude 4.8 y est enregistré en 1990.

La séquence de 2018 ne démarre pas dans une zone vide de sismicité, mais dans une zone non surveillée, avec quelques événements mal localisés.

En revanche, la séquence sismo-volcanique qui s'y produit depuis le 10 mai 2018 n'a aucun équivalent le long de l'archipel des Comores, en termes de gamme de magnitude, de durée et de taux de sismicité. En mai et juin 2018, plusieurs séismes sont ressentis quotidiennement sur l'île. Depuis 5 ans que le seuil de détection est au maximum de 4.0 de Grande Comore au banc de Leven, il n'y a pas été noté d'essai sismique pouvant regrouper plus d'une centaine de séismes de magnitude en quelques mois. De même, pour la période 1978-1996 couverte par le catalogue de Bertil et Regnault (1998), il n'y a pas de séquence sismique similaire, de séismes de magnitude $M \geq 4.0$, dans tout l'archipel. De même, au 19e et 20e siècle, il n'est pas fait mention dans les archives scientifiques d'essais sismiques de cette ampleur (magnitude, taux de sismicité, durée). L'étude de la mémoire collective mahoraise, faite par Hachim (2004), mentionne plusieurs événements importants au 17e et 18e siècle, sans évoquer de période de sismicité ressentie pendant plusieurs jours de suite.

Cependant, au vu de la taille de certains édifices le long de la chaîne volcanique est-Mayotte, aux dimensions comparables à Fani Maore (Tzevahirtsian et al., 2021 ; Feuillet et al., 2021, Thinon et al., 2022), il est probable que cette chaîne ait été sujette à des événements d'ampleur similaire.

Tous les mécanismes au foyer issu du catalogue GCMT (Dziewonski et al., 1981, Ekström et al., 2012) entre mai et juin 2018, localisés sur l'essai distal aux débuts de la séquence mahoraise, sont en décrochement, avec un axe de tension SW-NE, en cohérence avec les mécanismes au foyer distribués le long de l'archipel. Cela montre l'importance des contraintes tectoniques régionales sur la mise en place de Fani Maore, importance qui peut être étendue à la majorité du volcanisme de l'archipel. A contrario, la sismicité sur l'essai proximal perd cette cohérence avec la tectonique régionale : le système magmatique local est le moteur de l'activité proximale (e.g. Jacques et al., 2020).

3.3. La sismicité de l'archipel des Comores

Au vu de la dimension de certains édifices le long des structures volcaniques comoriennes (Tzevahirtsian et al., 2021 ; Thinon et al., 2022), la construction des différentes îles, rides et champs volcaniques le long de l'archipel a pu être associée à des séquences sismo-volcaniques importantes, similaires à celle initiée en mai 2018 à l'est de Mayotte.

L'archipel doit être considéré comme une zone potentiellement soumise dans son intégralité à de la sismicité de magnitude supérieure à 5.0. Avant la séquence mahoraise de mai 2018, des séismes de cet ordre de magnitude avaient déjà été enregistré, de l'ouest de Grande Comore (1985, deux en 2007) au banc de Geyser et Zélée (2007), avec notamment ceux observés autour de Mayotte (1936, 1960, deux en 1993, 2011, 2020) ou Mohéli (1986, 2000, 2016).

La sismicité de l'archipel suit en grande majorité la distribution des structures visibles le long de l'archipel : rides, champs volcaniques, îles, bancs (Fig. 16). Il a connu différentes phases d'activité, avec un changement dans l'orientation des structures (Rusquet et al., *subm.*). La sismicité peut ainsi être confrontée à ces structures et illustrer la cinématique actuelle de l'archipel.

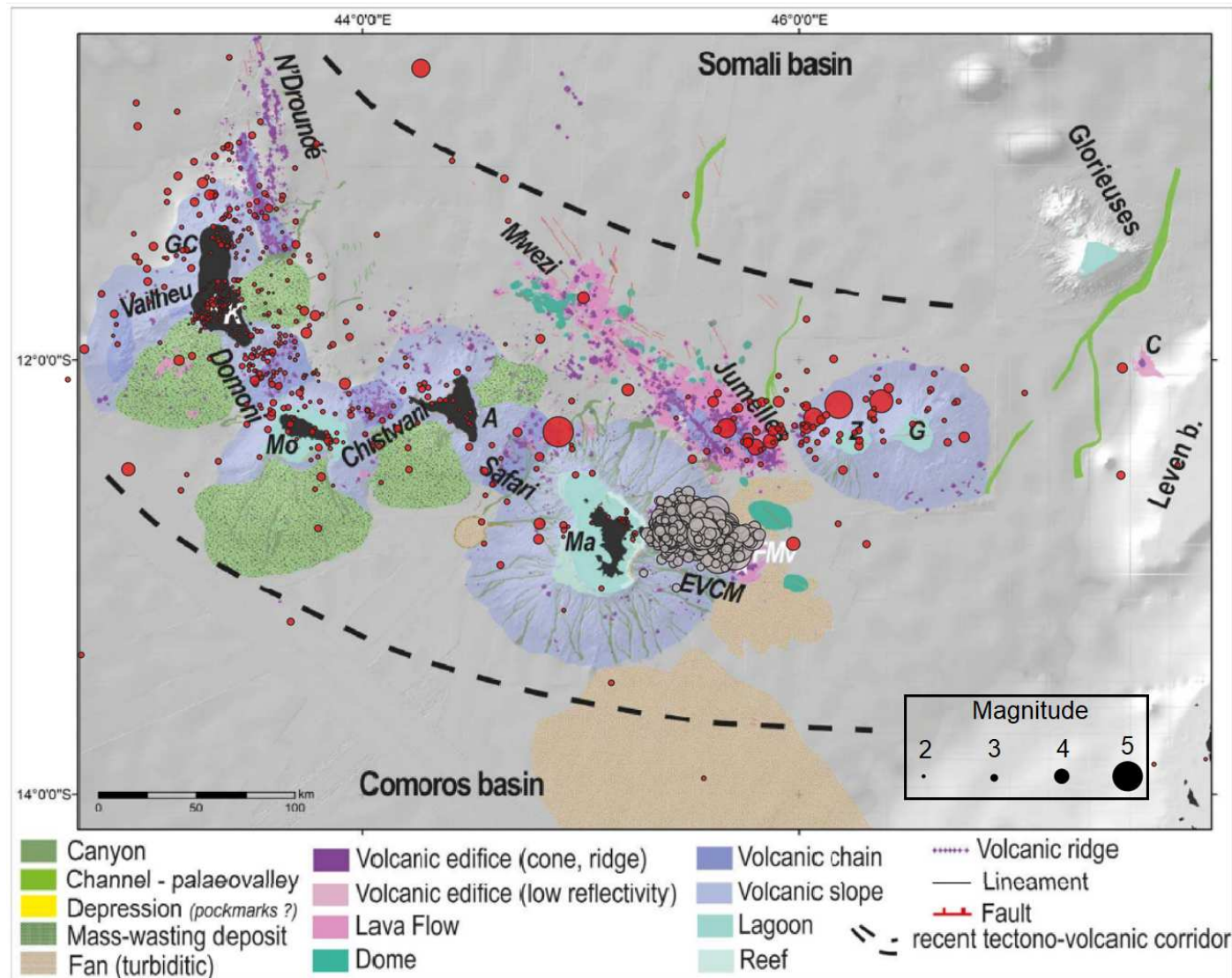


Figure 16 : Sismicité localisée dans l'archipel des Comores depuis 2018, sur le fond géomorphologique de Thinin et al. (2022). En gris, les séismes localisés sur la chaîne volcanique est-Mayotte, en rouge ceux localisés ailleurs dans l'archipel. GC = Grande Comore, Mo = Mohéli, A = Anjouan, MA = Mayotte, Z = Zélé, G = Geyser, C = Cordelière, EVCM = Eastern Volcanic Chain of Mayotte. FMV = Fani Maore volcano.

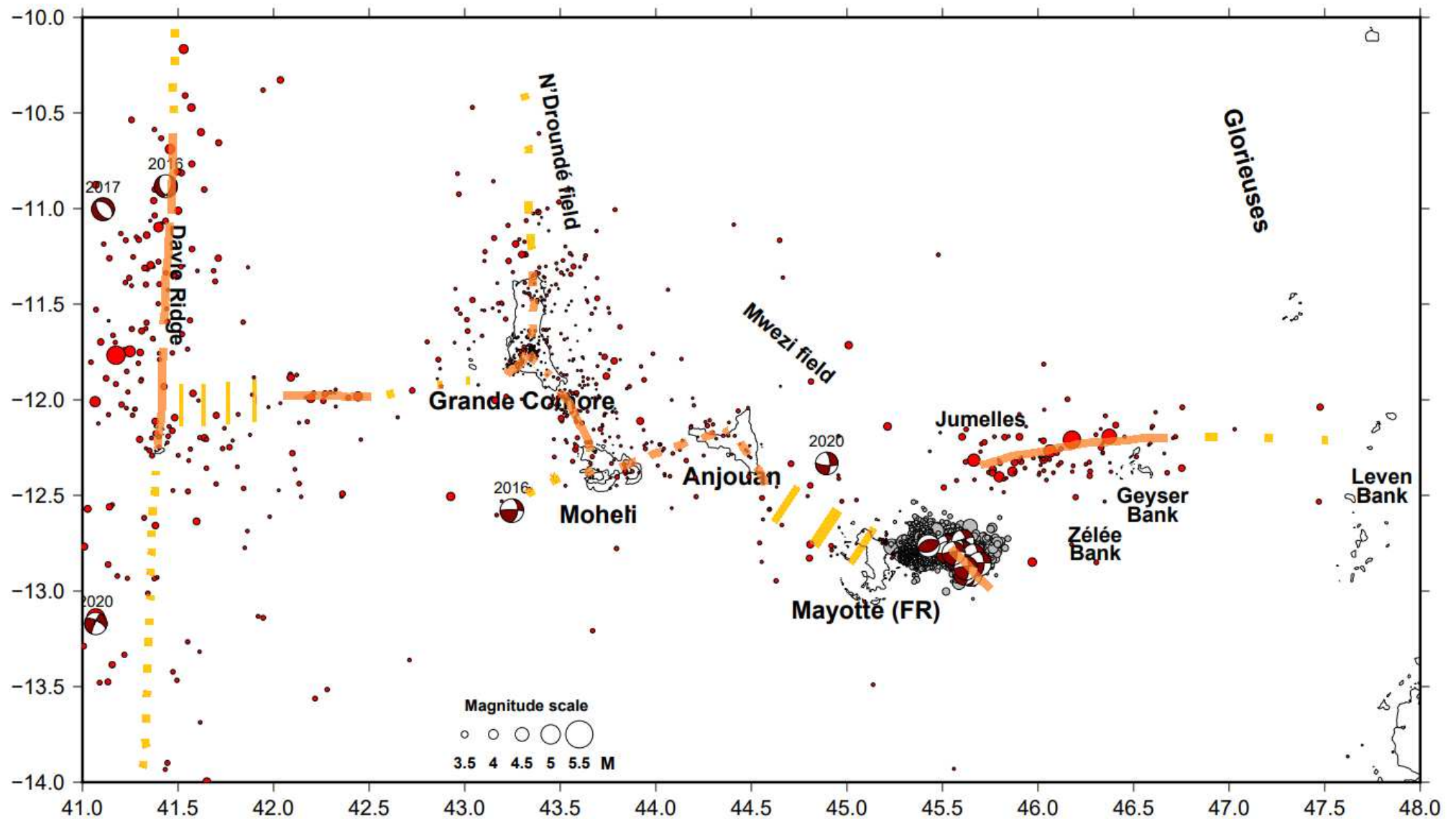


Figure 17: Schéma synthétique de l'orientation de la sismicité régionale le long de l'archipel des Comores, réalisé à partir des séismes localisés depuis 2016. Les traits continus orange désignent les alignements les plus probables et visibles, les tirets orange ceux qui commencent à se dessiner, et les tirets jaunes sont des suppositions.

A la suite de Bertil et al. (2021), cette étude confirme la continuité de sismicité de l'ouest de Grande Comore au banc de Leven (Figs. 1 et 16). La sismicité entre le nord-est de Mayotte et le banc de Leven se place dans un couloir orienté E-W. En revanche, pour la sismicité à l'ouest de Mayotte, entre Grande Comore et Anjouan :

- Les séismes suivent un axe N-S à NNW-SSE entre le nord de Grande Comore et le Karthala, et le long du champ volcanique N'Droundé. Le mécanisme du 13 mars 2012 au nord de Grande Comore est en décrochement, avec un plan nodal orienté N-S (Figs. 1 et 5).
- Les séismes suivent un axe NW-SE entre le sud du Karthala et l'ouest de Mohéli. Cet alignement est parallèle à celui de l'essaim distal de la chaîne volcanique est-Mayotte
- Entre Mohéli et le banc de Leven, la sismicité se distribue dans un couloir de 50 à 100 km de large, orienté est-ouest. La largeur de ce couloir de sismicité est environ proportionnelle au seuil de détection : si la zone est loin des stations sismiques, la sismicité est distribuée sur une plus grande largeur. Ce couloir semble passer au nord de Mayotte, reliant la ride de Safari aux Jumelles.

La sismicité retrouve un alignement E-W à l'ouest de Grande Comore, en direction de la ride de Davie (Figs. 1 et 2).

Mayotte marque une rupture vers le sud dans le couloir de sismicité E-W entre Mohéli et Geyser, avec une sismicité dispersée (dispersion phénoménologique et non instrumentale) à l'ouest de Mayotte et sous la ride de Safari, et un alignement de séismes sous la chaîne volcanique est-Mayotte. En particulier, l'est de Mayotte est la seule occurrence visible de deux zones actives simultanément mais nettement séparées en latitude, avec les Jumelles au nord de la chaîne volcanique est-Mayotte.

Cette rupture de continuité dans le couloir de sismicité est-ouest montre la complexité de la cinématique régionale : bien que l'archipel soit assimilable à une structure en décrochement dextre, la sismicité met en évidence une distribution de la déformation en échelon, comme proposé dans des précédentes études (Famin et al., 2020 ; Feuillet et al., 2021 ; Thinon et al., 2022). La sismicité au sud-ouest de Grande Comore et sur la ride de Domoni suit une orientation NW-SE, faisant le relais entre deux alignements de sismicité E-W (Ride de Davie - Grande Comore, Mohéli - Anjouan). Il est possible que cette orientation NW-SE de sismicité se retrouve sur les Jumelles ou au sud d'Anjouan, mais le manque de données sismologiques ne permet pas de l'affirmer. Plusieurs zones ne sont pas en cohérence avec cette structure en échelon :

- L'ouest de Mayotte, sans orientation de sismicité visible. La structure régionale en échelon pourrait impliquer un alignement sismique NW-SE entre Anjouan et Mayotte reliant la sismicité E-W entre Mohéli et Anjouan à celle de la chaîne volcanique est-Mayotte.
- De même, la sismicité à l'est de Mayotte pose question. Les séismes de la séquence volcanique ont migré selon un axe E-W puis NW-SE, suivant à une petite échelle les deux axes préférentiels de la structuration régionale en échelon. Cependant, la sismicité ne se prolonge pas au-delà de Fani Maore, mais se retrouve décalée au nord, entre les Jumelles et Geyser.

L'étude de l'activité sismique seule ne permet pas d'expliquer ces anomalies, en particulier sur une période de temps aussi réduite.

3.4. Un lien sismique entre la ride de Davie et Grande Comore ?

Depuis mai 2018, 62 événements de magnitude 1.8 à 4.5 sont détectés à l'ouest de Grande Comore, dans une zone allant de 41.5°E à 43°E et de 11.5°S à 12.5°S (Figs. 2 et 18). Avant cette période d'étude, le plus fort séisme dans la zone, de magnitude 5.4, est enregistré le 15 mai 1985 (Figs. 1 et 18). Les mécanismes disponibles dans la zone sont associés à deux séismes de 2007 (18 juin et 16

septembre), et sont des mécanismes en faille normale, avec une extension N-S (Figs. 1 et 18). Un possible alignement de sismicité se dessine autour d'une latitude de 12°S, entre des longitudes de 42.1°E et 42.5°E (Figs 2, 5 et 18).

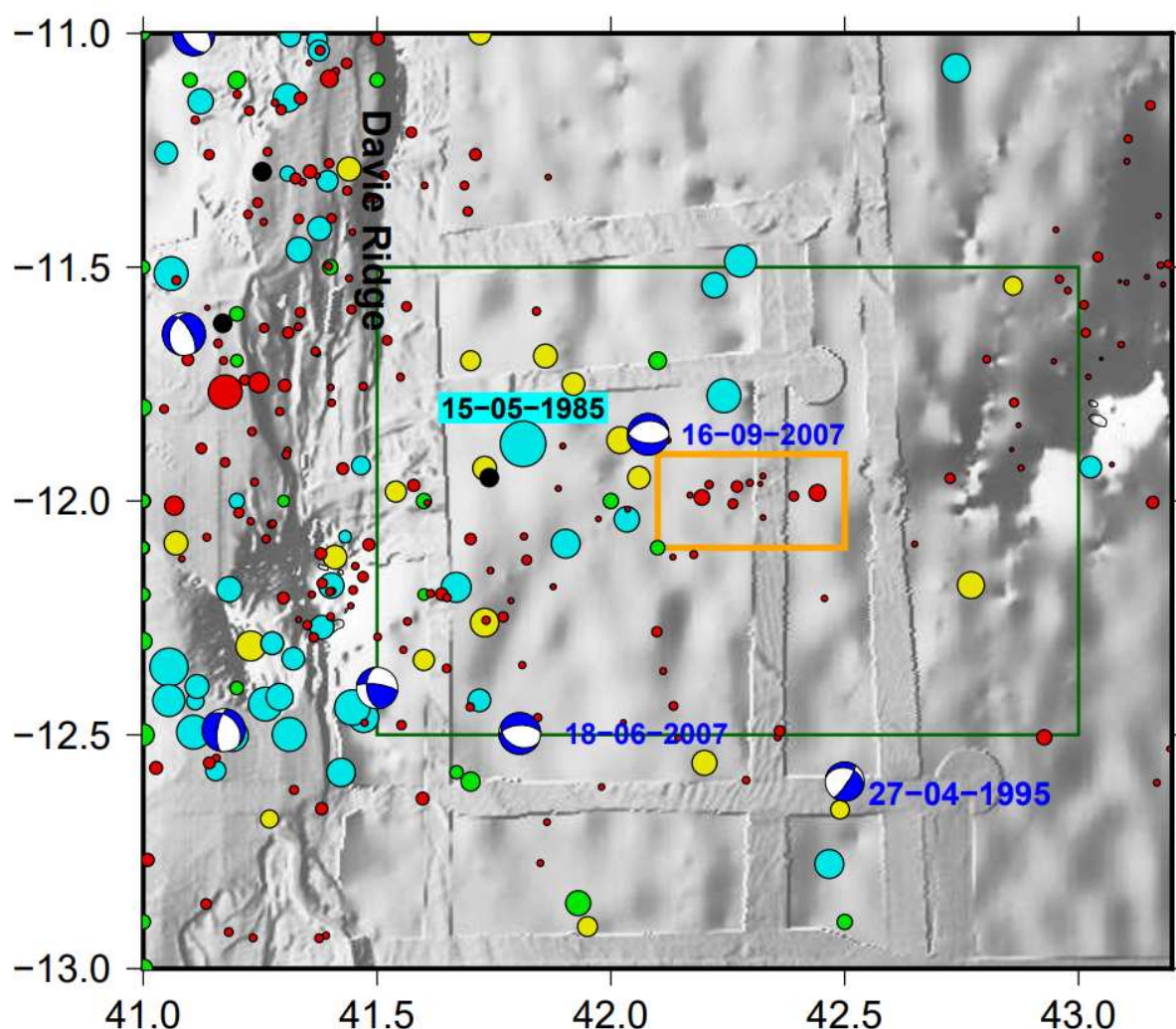


Figure 18 : Sismicité entre la ride de Davie et Grande Comore (Encadré vert). Le code couleur des séismes est le même qu'en figure 1 et 4. Le cadre orange met en évidence l'alignement de sismicité E-W qui se dessine depuis 2018.

Cette zone est loin du réseau KA, encore plus du réseau mahorais, et il n'y a pas de stations disponibles au Mozambique afin de détecter cette sismicité. Néanmoins elle reste à surveiller, car les séismes qui s'y trouvent sont essentiels pour confirmer si la sismicité comorienne se prolonge jusqu'à la ride de Davie. Dans l'hypothèse que l'archipel des Comores est une frontière de plaques (Stamps et al., 2018 ; Famin et al., 2020 ; Thion et al., 2022), le point triple entre les plaques Rovuma, Somalie et Lwandle se situerait sur la ride de Davie, peut-être au nord du mont sous-marin Saint Lazare, autour de la latitude 12°S, dans cette zone où se rejoignent la sismicité orientée N-S le long de la ride (sismicité du bassin de Kerimba) et celle E-W depuis Grande Comore.

3.5. Profondeurs sismogéniques dans l'archipel

Les profondeurs sont moins bien contraintes que les épicentres, et difficiles à estimer à mesure que les localisations s'éloignent des stations du réseau. Cette partie de la discussion est donc à utiliser avec précaution. Les séismes localisés depuis 2018 montrent un changement dans l'estimation de profondeur moyenne entre l'est et l'ouest de l'archipel (Fig. 19) :

- Sur Grande Comore, par rapport au reste de l'archipel, la sismicité est plus superficielle, liée à l'activité sismique du Karthala (5.1 km de profondeur en moyenne) et la microsismicité sous la Grille (9.6 km de profondeur en moyenne). De même, la profondeur moyenne sous le champ volcanique de N'Droundé est proche de celle sous la Grille (11.5 km).
- Au sud-est de l'archipel, la sismicité sous Domoni et Mohéli a une profondeur moyenne proche de 16.8 et 18 km, respectivement.
- A l'est de Mohéli, la profondeur moyenne des séismes est autour de 22 km, de Chistwani à Zélée, de même qu'à l'ouest de Grande Comore.

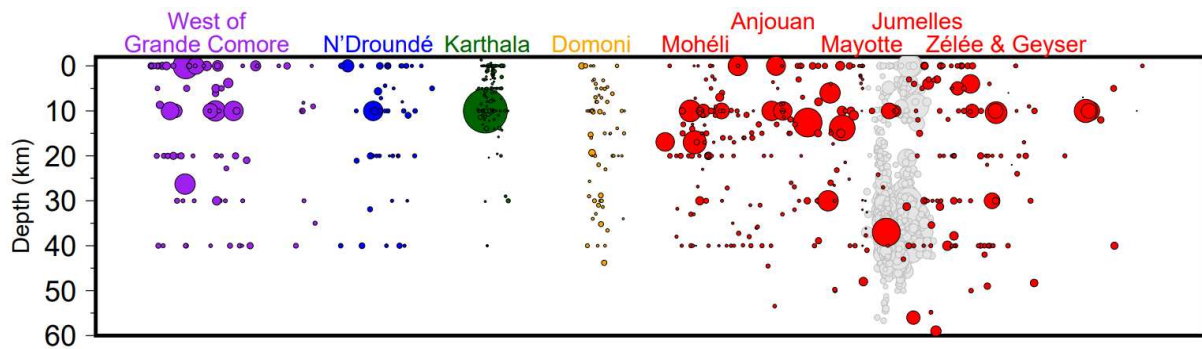


Figure 19 : Estimation des profondeurs des séismes le long de l'archipel des Comores. Coupes réalisées en longitude, d'est en ouest, sur certaines structures majeures. En gris, les séismes de la séquence depuis 2018 sous la chaîne est-Mayotte.

La profondeur sismogénique moyenne de l'archipel diminue d'ouest en est et se stabilise à partir de la ride de Chistwani. Cependant, à l'ouest de Grande Comore, la profondeur sismogénique est similaire à celle de l'est de l'archipel. Cette observation suggère deux hypothèses :

- La profondeur moyenne des séismes calculée à l'ouest de Grande Comore n'est pas représentative, du fait du manque de séismes dans cette zone. Cependant, cette valeur a été calculée sur 26 séismes, tout comme les profondeurs sismogéniques moyennes sous Anjouan et Mohéli, qui sont en cohérence avec celles alentour.
- La diminution des profondeurs sismogéniques dans la partie ouest de l'archipel est associée aux zones microsismiquement actives (Karthala, La Grille, Domoni). Cela pourrait indiquer une activité sismo-volcanique superficielle plus importante dans ce segment de l'archipel. Des dragages d'échantillons le long de la ride de Domoni ont été réalisés lors de SISMAORE (Thinon et al., 2021) : celle-ci peut être vue comme l'extension sud-est du Karthala, d'après sa morphologie et sa signature géochimique (Rusquet et al., *subm.*).

Les profondeurs des séismes dans l'archipel vont de 0 à 59 km, montrant des similitudes avec la séquence mahoraise sous la chaîne volcanique est-Mayotte, qui s'étend aussi sur une large gamme de profondeur. De ce point de vue, la sismicité à l'est de Mayotte ne semble pas être une exception : l'archipel des Comores est aussi soumis à de la sismicité sur toute l'épaisseur de la lithosphère.

Il est nécessaire d'améliorer les réseaux de l'archipel pour gagner en précision sur la détermination des profondeurs et confirmer ces observations préliminaires.

4. Conclusions

La sismicité entre Grande Comore et le Banc de Leven, rassemblée sur une période de 1918 à mai 2023 sur un couloir d'environ 400 km de large, se compose de 894 séismes non associés à la séquence de la chaîne volcanique est-Mayotte initiée le 10 mai 2018. Parmi ceux-ci, la grande

majorité (716) ont été localisés depuis 2018. Les séismes sont majoritairement localisés autour des structures d'origine volcanique observées dans l'archipel, notamment les îles comoriennes, les rides (Domoni, Chistwani, Safari, Jumelles) et champs volcaniques (N'Droundé, Mwezi) et les différents bancs (Geyser, Zélée, Leven). Il existe peu de séismes localisés loin de ces structures, la plupart des séismes dans ce cas étant mal localisés.

La sismicité passe d'une orientation ~N-S au nord de Grande Comore à une orientation E-W entre Mohéli et le banc de Leven. Des relais NW-SE semblent apparaître entre l'orientation N-S à l'ouest et un couloir de sismicité E-W s'étendant de Mohéli au banc de Leven. Un couloir de sismicité orienté E-W semble aussi se dessiner entre la ride de Davie et Grande Comore. Mayotte est doublement spéciale d'un point de vue sismologique, de part la séquence exceptionnelle qui s'y est produite en mai 2018, et dont l'activité n'est pas encore terminée, mais aussi du fait du comportement particulier de la sismicité autour de l'île : sismicité dispersée à l'ouest, événements de magnitude supérieure à 5.0 plus fréquents autour de Mayotte qu'autour des autres îles, rupture dans la continuité de la sismicité orientée globalement est-ouest entre Mohéli et le banc de Leven.

Avec des séismes localisés entre 0 et 59 km de profondeur, l'archipel des Comores semble être soumis à de la sismicité sur toute l'épaisseur de la lithosphère, la séquence sismo-volcanique depuis mai 2018 à l'est de Mayotte en étant un bon exemple.

Notre discussion des données de sismicité est centrée sur la zone qui va de Grande Comore à l'ouest, jusqu'au Banc de Leven, à l'est (Figs. 1, 2 et 4). La sismicité s'étend plus à l'ouest, englobant l'édifice volcanique sub-affleurant Saint Lazare à l'extrémité sud du graben actif de Kerimba et la ride de Davie. De plus, les catalogues malgaches montrent que le nord de Madagascar est actif sismiquement (Rakotondrainibe, 1977; Bertil et Regnault, 1998 ; Rakotondraibe et al., 2020). Ainsi, une continuité sismique et volcanique se révèle entre les branches orientales du rift est-africain et les grabens de Madagascar, soulignant l'idée d'une zone de faiblesse crustale (à lithosphérique, e.g. Fani Maore) localisée à la frontière des plaques Somalie et Lwandle (voir chapitre 1). L'ensemble de cette zone, depuis la ride de Davie jusqu'à Madagascar, appartient à la même chaîne volcanique, avec une homogénéité de la signature géochimique du volcanisme et des phases d'activité magmatique cohérentes dans le temps (Rusquet et al., *subm.*). Préciser la cinématique et les processus sismo-volcaniques d'une telle frontière nécessiterait d'étendre l'étude de l'archipel des Comores à l'étude de la sismo-tectonique et du volcanisme du bassin des Kerimbas à l'ouest et des bassins de Madagascar à l'est, une perspective pour des travaux futurs.

La connaissance de la sismicité est en grande partie dépendante du partage des données de l'Observatoire Volcanologique du Karthala (OVK), qui permet une meilleure détection sur la moitié est de l'archipel, notamment Grande Comore. De même, les améliorations récentes du réseau mahorais permettent de localiser la sismicité sur la moitié est de l'archipel, et ce quasiment jusqu'à Madagascar. Cependant, l'état de connaissance actuel de la sismicité ne permet pas d'améliorer les modèles cinématiques actuels. L'ajout de la sismicité récente au catalogue des séismes de l'archipel montre une zone complexe et plusieurs axes successifs de sismicité, tout en restant en cohérence avec un décrochement dextre régional le long d'un axe est-ouest. Il paraît indispensable, pour améliorer la connaissance tectonique, sismique et volcanique de l'archipel, de continuer à suivre la sismicité le long des îles. De plus, il serait intéressant de calculer des mécanismes au foyer supplémentaires sur des événements régionaux, si cela est possible avec les données disponibles.

La géométrie de l'archipel, composé de quatre îles alignées d'ouest en est, ne facilite pas le suivi instrumental, du fait de l'impossibilité de placer des stations permanentes en mer, au nord et au sud. Néanmoins, un réseau stable composé de stations sur les quatre îles de l'archipel des Comores, ainsi

qu'au nord de Madagascar et sur Grande Glorieuse participerait grandement à combler les manques dus à la géométrie des réseaux actuellement utilisés pour le suivi de la sismicité régionale entre la ride de Davie et le nord de Madagascar. Les stations KA.KANG (Anjouan) et KA.BATSE (Mohéli) sont indispensables pour combler ces manques, étant au centre de l'archipel, proche du champ volcanique de Mwezi. La station QM.GGLO de Grande Glorieuse se situe au nord des bancs de Geyser et Leven, mais n'est pas acquise en flux direct et continu, ce qui serait idéal. La station QM.MBUZ, sur un îlot au sud de Petite-Terre, est essentielle pour une bonne capacité de détection autour de l'île de Mayotte et à l'est de celle-ci. Il faudrait plus de stations peu bruitées à Mayotte et dans l'archipel. De même, il est primordial de développer et maintenir les partages de données avec l'OVK. L'assemblage des stations des différents réseaux sur chacune des îles de l'archipel, sur Grande Glorieuse, au nord de Madagascar et à l'est du Mozambique permettrait à la fois de compléter le catalogue de sismicité régionale, d'avoir une capacité de détection plus homogène sur l'archipel, et d'améliorer la qualité des localisations, notamment le calcul des profondeurs hypocentrales.

Conclusions et perspectives

La crise sismique détectée à Mayotte depuis le 10 mai 2018 est associée à l'une des plus importantes éruptions sous-marine observée par la géophysique, ayant conduit à la formation du volcan Fani Maore à l'est de l'île. Cette séquence produit plusieurs centaines de séismes ressentis, parmi lesquels plusieurs dizaines de magnitude supérieure ou égale à 5.0, dont le plus fort séisme jamais enregistré dans l'archipel des Comores, de magnitude Mw 5.9. La sismicité s'étend sur toute l'épaisseur de la lithosphère, entre 0 et 50 km de profondeur, et se partage en deux essaims.

Un réseau de capteurs sismologiques sous-marin (OBS) est opérationnel dans la zone à partir du 25 février 2019. Avant cette date, le suivi de la crise est assuré grâce aux rares stations mahoraises et régionales, jusqu'à 1400 km de Mayotte, avec pour conséquence des localisations associées à de fortes incertitudes et un seuil de magnitude des séismes localisés élevé. Particulièrement, les deux premiers mois de sismicité (mai et juin 2018) sont les plus intenses, mais aussi ceux pour lesquels les localisations sont les moins bien contraintes. En partant du catalogue de suivi de crise réalisé au BRGM et en y ajoutant les données sismologiques non exploitées faute de temps, un catalogue plus homogène, plus complet et mieux contraint de la sismicité des dix premiers mois de la séquence mahoraise (10 mai 2018 - 24 février 2019) a été construit. 2874 séismes sont localisés sur cette période, 2211 d'entre eux relocalisés par une méthode de localisation relative, et une estimation du contenu fréquentiel des séismes complète ce catalogue. Le catalogue final a une magnitude de complétude de 3.5 pour le début de la séquence, en mai 2018, et de 3.2 à partir de septembre 2018, dépendant de la qualité et de l'évolution des réseaux utilisés pour suivre cette crise.

La sismicité se divise en deux essaims : l'essaim proximal entre 0 et 20 km de Mayotte, et l'essaim distal, à plus de 30 km à l'est de Mayotte. L'analyse spatio-temporelle de ce nouveau catalogue montre en détail la mise en place de Fani Maore et de toute la plomberie magmatique associée (réservoirs et conduits) :

- Lors du premier mois d'activité, la sismicité démarre à 30 km à l'est de Mayotte, autour de 40 km de profondeur, dans l'essaim distal, et migre vers l'est et le sud en 4 étapes d'une semaine. Le magma remplit rapidement les conduits. La dernière semaine de cette phase, du 1er au 8 Juin 2018, est la plus intense de toute la crise mahoraise en termes de nombre de séismes de magnitude supérieure à 4.0, et correspond au début de la remontée du magma vers la surface.
- Le second mois d'activité, jusque début juillet 2018, correspond à la fin de la construction du système d'alimentation et le début de l'éruption sur le plancher océanique.
- Jusqu'à fin août 2018, la sismicité est modérée, alors que l'éruption se poursuit. L'activité d'un essaim proximal, entre 0 et 30 km de l'île et entre 20 et 45 km de profondeur, commence à être enregistrée, mais reste minoritaire, et répond à la déflation du système de réservoir alimentant Fani Maore.
- Septembre 2018 est le dernier mois de prédominance de la sismicité de l'essaim distal. Plus profonde que la sismicité précédente sur cet essaim, elle est interprétée comme une nouvelle phase de construction de conduits. Une fois cet épisode terminé, à partir d'octobre 2018, la

sismicité de l'essai proximal devient majoritaire, le taux de sismicité étant directement proportionnel au taux éruptif modélisé. L'essai proximal montre une activité majoritaire sur sa moitié est et une propagation de la sismicité vers la profondeur.

Cette analyse met en évidence plusieurs particularités par rapport aux études précédentes :

- La zone active lors des premiers jours de la séquence, localisée entre les deux futurs essais, ne verra plus de séismes après la première semaine d'activité. Cette série sismique initiale pourrait être la marque d'une crise sismique locale ayant entraîné la déstabilisation rapide du réservoir profond.
- La sismicité entre 0 et 20 km au-dessus de l'essai distal n'est visible qu'entre mai et juillet 2018, lors de la formation des conduits vers la surface. Depuis, même en intégrant les détections et localisations faites avec les réseaux après février 2019, notamment les données OBS, il n'y a pas de sismicité superficielle localisée au-dessus de l'essai distal.
- De même, un épisode particulier prend place au-dessus de l'essai proximal, lors de la dernière semaine d'août 2018. Cette activité, localisée entre 0 et 20 km de profondeur, ne sera plus observée après, et est peut-être associée à l'activité ou la réactivation des panaches acoustiques observés systématiquement dans la zone du Fer à Cheval, une ancienne formation sous-marine au-dessus de l'essai proximal.
- L'activité de septembre 2018 au niveau de l'essai distal, qui marque la dernière phase de construction de conduits reliant le réservoir profond à la plomberie magmatique construite précédemment.
- La sismicité des deux premiers mois s'effectue en partie en rafales de séismes successifs. A chaque changement majeur de migration de la sismicité lors des premières semaines, un pic majeur d'activité est observé, montrant la pression accumulée sur le milieu par la déstabilisation du réservoir profond.
- Les deux essais ont un comportement différent. L'essai distal est lié à la construction de la plomberie magmatique. Il est particulièrement actif lors de l'ouverture des conduits et du début de l'éruption. Les séismes basse fréquence qui s'y trouvent témoignent d'un remplissage précoce des conduits en fluide magmatique, dès les premiers jours de la crise, suggérant que la pression du réservoir profond déstabilisé serait le moteur de la sismicité. L'essai proximal est proche de sources de fluides, associé à la déflation du réservoir alimentant l'éruption. Son taux de sismicité est directement proportionnel au taux éruptif modélisé. Pour confirmer cette différence, les deux essais sont spatialement séparés et ne sont jamais pleinement actifs simultanément.

Cette analyse a grandement bénéficié de l'évolution rapide de la connaissance de la chaîne volcanique de Fani Maore et du système associé, apportée par les campagnes d'instrumentation à terre et en mer, toutes les études associées à ces campagnes, notamment en tomographie sismique, géodésie, pétrologie, volcanologie, et les catalogues de séismes construits avec les données OBS depuis le 25 février 2019, qui ont permis d'évaluer la qualité des localisations faites avant le 25 février 2019 et d'intégrer les résultats de l'analyse spatio-temporelle de la sismicité des dix premiers mois dans un cadre de connaissance plus détaillé que les premières analyses sur la zone.

Il n'existe pas d'équivalent à une séquence sismo-volcanique de cette ampleur dans la littérature scientifique des éruptions observées par la géophysique. Le Fani Maore est un site d'étude unique d'éruption à grande échelle : que ce soit pour les volumes émis, le taux éruptif estimé, la durée de la sismicité, le nombre d'événements de magnitude forte ($M > 5$), l'extension horizontale et verticale des migrations de sismicité, la profondeur importante de la plupart des séismes, l'existence de deux

essaims proches mais distincts et à la mécanique différente, toutes ces spécificités font de la l'éruption du Fani Maore un phénomène exceptionnel et un laboratoire d'étude uniques pour étudier les grandes éruptions.

Ce travail a exploité au maximum les données sismologiques des stations à terre de la région entre le 10 mai 2018 et le 24 février 2019, et le travail de suivi réalisé pendant le suivi de la crise mahoraise. Il semble difficile d'aller plus loin manuellement. Cependant, il existe des moyens automatiques de traitement, notamment :

- Le REVOSIMA a mis en place un processus de détection automatique de la sismicité mahoraise (Retailleau et al., 2022). Cette méthode de machine learning, PhaseNet, est calibrée sur les données enregistrées depuis le 25 février 2019, notamment les données OBS. Il serait intéressant de réaliser le même travail sur les données entre le 10 mai 2018 et le 24 février 2019, afin de baisser le seuil de localisation de la sismicité mahoraise pour compléter le catalogue, étudier plus finement l'évolution des deux essaims sismiques, et notamment repérer plus de séismes longue période, de magnitude plus faible.
- Une classification des formes d'onde a été réalisée sur plus de 200 000 traces détectées par PhaseNet en 2018 et 2019. Cette classification permet d'identifier des centaines de familles de séismes aux formes d'ondes similaires, associées chacune à une structure sismogène. Il est ainsi possible d'utiliser les catalogues de sismicité réalisés après le 24 février 2019 pour relocaliser certains séismes entre mai 2018 et février 2019, si les familles identifiées se retrouvent sur les deux périodes. Continuer cette étude pourrait aussi participer à l'amélioration de la qualité des localisations du catalogue des dix premiers mois d'activité.

La synthèse des études passées et récentes le long de l'archipel des Comores montre une zone complexe, produit de contraintes régionales importantes héritées de l'ouverture du bassin de Somalie, et potentiellement d'anomalies mantelliques locales, interprétée comme une frontière immature en décrochement dextre entre les plaques Lwandle et Somalie (e. g. Michon et al., 2022 ; Masquelet et al., *subm.* ; Rusquet et al., *subm.*). Un couloir sismique continu est mis en évidence entre la ride de Davie à l'ouest et le banc de Leven à l'ouest, aux latitudes des îles de l'archipel, par une étude de l'activité sismique dans les catalogues régionaux et un suivi instrumental depuis 2018. La sismicité est localisée le long de structures d'origine volcanique orientées en cohérence avec les contraintes tectoniques. Les séismes passent d'un alignement N-S au nord de Grande Comore à un alignement E-W à partir de Mohéli, jusqu'au banc de Leven à l'ouest de Madagascar, mais dessinent aussi un alignement E-W entre la ride de Davie et Grande Comore.

La sismicité régionale observée est cohérente avec une hypothèse de décrochement en échelon, avec des relais globalement orientés E-W (Mohéli - Anjouan, Jumelles - banc de Geyser) et NW-SE (ride de Domoni, chaîne volcanique est-Mayotte). Dans ce couloir de sismicité, celle autour de Mayotte fait figure d'exception :

- Les séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.0 y sont plus fréquents qu'ailleurs dans l'archipel dans les catalogues de sismicité.
- La sismicité y est décalée vers le sud par rapport au couloir de sismicité E-W entre Mohéli et le banc de Geyser. La sismicité à l'ouest de Mayotte est diffuse, ne montrant pas de continuité entre les séismes d'Anjouan et ceux à l'est de Mayotte. De même, il y a une zone asismique entre la chaîne volcanique est-Mayotte et les Jumelles, plus au nord.
- La chaîne volcanique est-Mayotte est active en même temps que les Jumelles, seule occurrence entre Mohéli et le banc de Leven de deux zones sismiquement actives et distinctes dans la même gamme de longitude.

Dans l'hypothèse d'une frontière de plaque à l'aplomb de l'archipel des Comores, et au vu de la sismicité orientée E-W à l'ouest de Grande Comore, il devrait y avoir un point triple au niveau de la ride de Davie, entre les latitudes du Karthala et de Mohéli, peut-être au niveau du mont saint Lazare. Il est étonnant, toujours dans cette hypothèse, d'observer un couloir de sismicité globalement N-S de sismicité au nord du Karthala, jusqu'au champ volcanique de N'Droundé. L'immaturité de cette frontière de plaque couplée à un fort héritage régional pourrait expliquer les diverses spécificités tectoniques, sismiques et géomorphologiques visibles le long de l'archipel.

La connaissance de la sismicité régionale reste insuffisante, avec des manques dans le suivi dûs à un défaut de couverture instrumentale. En particulier, l'activité sur les champs volcaniques sous-marins de N'Droundé au nord de Grande Comore, de Mwezi au nord d'Anjouan et Mayotte, et du banc de Leven entre le banc de Geyser et Madagascar est difficilement détectable. De plus, le suivi en continu de la sismicité régionale est effectué depuis 2018, soit cinq ans seulement. Il paraît important de continuer ce suivi dans les années à venir, afin de mieux contraindre la tectonique et la cinématique le long de l'archipel. De plus, il faudrait déterminer des mécanismes au foyer associés aux plus forts événements récents dans la région. Enfin, il serait aussi utile de stabiliser, voire d'améliorer les différents réseaux sismologiques disponibles, avec des stations en flux continu sur les 4 îles de l'archipel, Grande Glorieuse, le nord de Madagascar, et l'est du Mozambique. De plus, si cette étude doit être continuée, il est indispensable de maintenir les partages de données avec l'Observatoire sismologique du Karthala, qui couvre la moitié ouest de l'archipel. Ces données peuvent permettre d'affiner la connaissance du comportement sismogène de la région, et ainsi contribuer à l'amélioration des modèles d'aléa, sismique en particulier.

Bibliographie

- Ágústssdóttir, T., Woods, J., Greenfield, T., Green, R. G., White, R. S., Winder, T., Brandsdóttir, B., Steinthorsson, S., Soosalu, H. (2016). Strike-slip faulting during the 2014 Bárðarbunga-Holuhraun dike intrusion, central Iceland. *Geophysical Research Letters*, 43(4), 1495-1503. 10.1002/2015GL067423
- Ágústssdóttir, T., Winder, T., Woods, J., White, R. S., Greenfield, T., Brandsdóttir, B. (2019). Intense seismicity during the 2014–2015 Bárðarbunga-Holuhraun rifting event, Iceland, reveals the nature of dike-induced earthquakes and caldera collapse mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8), 8331-8357. 10.1029/2018JB016010
- Ahmed, A., Doubre, C., Leroy, S., Kassim, M., Keir, D., Abayazid, A., Perrot, J., Audin, L., Vergne, J., Nercissian, A., Jacques, E., Khanbari, K., Sholan, J., Rolandone, F., Al-Ganad, I. (2016). Seafloor spreading event in western Gulf of Aden during the November 2010–March 2011 period captured by regional seismic networks: Evidence for diking events and interactions with a nascent transform zone. *Geophys. J. Int.*, 205(2), 1244-1266. 10.1093/gji/ggw068
- Aiken, C., Saurel, J. M., Foix, O. (2021). Earthquake location and detection modeling for a future seafloor observatory along Mayotte's volcanic ridge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 418, 107322. 10.1016/j.jvolgeores.2021.107322
- Aki, K., Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*. University Science Books.
- Albuquerque Seismological Laboratory/USGS. (2014). Global Seismograph Network (GSN - IRIS/USGS) [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. 10.7914/SN/IU
- Arnott, S. K., Foulger, G. R. (1994). The Krafla spreading segment, Iceland: 2. The accretionary stress cycle and nonshear earthquake focal mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B12), 23827-23842.
- Audru, J. C., Guennoc, P., Thinon, I., Abellard, O. (2006). Bathymay: la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(16), 1240-1249. 10.1016/j.crte.2006.07.010
- Bachèlery, P., Morin, J., Villeneuve, N., Soulé, H., Nassor, H., Ali, A. R. (2016). Structure and Eruptive History of Karthala Volcano. In: Bachèlery P., Lenat JF., Di Muro A., Michon L. (eds) *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean*. Active Volcanoes of the World. Springer, Berlin, Heidelberg. 10.1007/978-3-642-31395-0_22
- Barruol, G., Sigloch, K., RHUM-RUM Group, RESIF. (2017). RHUM-RUM experiment, 2011-2015, code YV (Réunion Hotspot and Upper Mantle – Réunion's Unterer Mantle) funded by ANR, DFG, CNRS-INSU, IPEV, TAAF, instrumented by DEPAS, INSU-OBS, AWI and the Universities of Muenster, Bonn, La Réunion [Data set]. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français. <https://doi.org/10.15778/RESIF.YV2011>
- Barruol, G., Sigloch, K., Scholz, J. R., Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J. P., Kiselev, S., Fontaine, F. R., Michon, L., Deplus, C., Dymont, J. (2019). Large-scale flow of Indian Ocean asthenosphere driven by Réunion plume. *Nat. Geosci.* 12, 1043–1049. 10.1038/s41561-019-0479-3
- Berenguer, J.-L., Balestra, J., Jouffray, F., Mourau, F., Courboux, F., Virieux, J. (2020). Celebrating 25 years of seismology at schools in France, *Geosci. Commun.*, 3, 475–481. 10.5194/gc-3-475-2020
- Bes de Berc, M., Pestourie, R., Jund, H., Broucke, C., 2019. `A Complete Characterization of 27 OSOP RaspberryShakes Performed at EOST Seismic Instrumentation Facility, Poster X2.463, EGU2019-1660, EGU General Assembly.
- Berthod, C., Médard, E., Bachèlery, P., Gurioli, L., Di Muro, A., Peltier, A., Komorowski, J. C., Benbakkar, M., Devidal, J. L., Langlade, J., Besson, P., Boudon, G., Rose-Koga, E., Deplus, C., Le Friant, A., Bickert, M., Nowak, S., Thinon, I., Burckel, P., Hidalgo, S., Kaliwoda, M., Jorry, S., Fouquet, Y., Feuillet, N. (2021a). The 2018-ongoing Mayotte submarine eruption: magma migration imaged by

- petrological monitoring. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 571, article no. 117085. 10.1016/j.epsl.2021.117085
- Berthod, C., Médard, E., Di Muro, A., Hassen Ali, T., Gurioli, L., Chauvel, C., Komorowski, J. C., Bachèlery, P., Peltier, A., Benbakkar, M., Devidal, J. L., Besson, P. Le Friant, A., Deplus, C., Nowak, S., Thinon, I., Burckel, P., Hidalgo, S., Feuillet, N., Jorry, S., Fouquet, Y. (2021b). Mantle xenolith-bearing phonolites and basanites feed the active volcanic ridge of Mayotte (Comoros archipelago, SW Indian Ocean). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176(10), 1-24. 10.1007/s00410-021-01833-1
- Berthod, C., Zaragosi, S., Famin, V. (2021c). SCRATCH cruise, RV Marion Dufresne. 10.17600/18002274
- Berthod, C., Komorowski, J. C., Gurioli, L., Médard, E., Bachèlery, P., Besson, P., Verdurme, P., Chevreil, O., Di Muro, A., Peltier, A., Devidal, J. L., Nowak, S., Thinon, I., Burckel, P., Hidalgo, S., Deplus, C., Loubrieu, B., Pierre, D., Bermell, S., Pitel-Roudaut, M., Réaud, Y., Fouchard, S., Bickert, M., Le Friant, A., Paquet, F., Feuillet, N., Jorry, S. L., Fouquet, Y., Rinnert, E., Cathalot, C., Lebas, E. (2022). 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*, 354(S2), 195-223. 10.5802/crgeos.155
- Bertil, D. and Regnault, J. M. (1998). Seismotectonics of Madagascar. *Tectonophysics*, 294, 57–74. 10.1016/S0040-1951(98)00088-2
- Bertil, D., François, B. (2016). Les stations accélérométriques gérées par le BRGM, in VIII biennales du RAP, p13, <https://rap.resif.fr/IMG/pdf/livretrap-reduc.pdf>.
- Bertil, D., Roullé, A., Lemoine, A., Colombain, A., Maisonhaute, E., Dectot, G. (2018). MAYEQSwarm2018 : BRGM earthquake catalogue for the Earthquake Swarm located East of Mayotte May-November 2018.
- Bertil, D., Roullé, A., Lemoine, A., Colombain, A., Hoste-Colomer, R., Gracianne, C., Meza-Fajardo, K., Maisonhaute, E., Dectot, G. (2019a). MAYEQSwarm2019: BRGM earthquake catalogue for the Earthquake Swarm located East of Mayotte. 2018 May 10th - 2019 May 15th.
- Bertil D., Lemoine A., Roullé, A. (2019b), Evaluation d'un niveau d'aléa sismique probabiliste à Mayotte et à la Réunion. Rapport final. BRGM/RP69481-FR, 91 p., 36 ill., 14 tab.
- Bertil, D., Hoste-Colomer, R. (2020). Loi Magnitude-Intensité pour Mayotte. Rapport final. Rapport BRGM/RP70297-FR, 52 p., 14 fig., 10 tab., 4 ann.
- Bertil, D., Mercury, N., Doubre, C., Lemoine, A., Van Der Woerd, J. (2021). The unexpected Mayotte 2018-2020 seismic sequence: a reappraisal of the regional seismicity of the Comoros. *Comptes Rendus Géoscience*, 353(S1), 1-25. 10.5802/crgeos.79
- Bondár, I. and Storchak, D. A. (2011). Improved location procedures at the International Seismological Centre. *Geophys. J. Int.*, 186, 1220–1244. 10.1111/j.1365-246X.2011.05107.x
- Boulanger, J. (1953). Les tremblements de terre de Janvier-Février 1953 à la Grande Comore. Documentation du Bureau Géologique. No 70. Direction des Mines et de la Géologie. Haut Commissariat de Madagascar et Dépendances. 20 pp.
- Boymond, P., Feuillet, N., Thinon, I., Scholtès, L., Leroy, S., Rusquet, A., Masquelet, C., Jacques, E. and the SISMAORE team (2022). Volcano-tectonic interactions within two recently discovered submarine volcanic fields: Implication for geodynamics in the Comoros, EGU General Assembly 2022, Vienna, Austria, 23–27 May 2022, EGU22-10160. 10.5194/egusphere-egu22-10160.
- Briole, P., 2018. Note sur la crise tellurique en cours à Mayotte. http://volcano.iterre.fr/wp-content/uploads/2018/11/mayotte_note_deformation_GPS_20181126.pdf
- Buurman, H., West, M. E. (2010). Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine Volcano, in *The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska*, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1769, edited by J. A. Power, M. L. Coombs, and J. T. Freymueller, chap. 2, pp. 41–57, U.S. Geological Survey, Reston, Va.

- Cadeau, P., Jezequel, D., Groleau, A., Di Muro, A., Ader, M. (2022). Impact of the seismo-volcanic crisis offshore Mayotte on the Dziani Dzaha Lake. *Comptes Rendus Géoscience*, 354(S2), 239-316. 10.5802/crgeos.172
- Cande, S. C., Patriat, P., Dymont, J. (2010). Motion between the Indian, Antarctic and African plates in the early Cenozoic. *Geophys. J. Int.*, 183(1), 127-149. 10.1111/j.1365-246X.2010.04737.x
- Carracedo, J. C., Badiola, E. R., Soler, V. (1992). The 1730–1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high-magnitude basaltic fissure eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4), 239-250. 10.1016/0377-0273(92)90084-Q.
- Carracedo, J. C., Troll, V. R., Zaczek, K., Rodríguez-González, A., Soler, V., Deegan, F. M. (2015). The 2011–2012 submarine eruption off El Hierro, Canary Islands: New lessons in oceanic island growth and volcanic crisis management. *Earth-Science Reviews*, 150, 168-200. 10.1016/j.earscirev.2015.06.007
- Cassidy, M., Cole, P. D., Hicks, K. E., Varley, N. R., Peters, N., Lerner, A. H. (2015). Rapid and slow: Varying magma ascent rates as a mechanism for Vulcanian explosions. *Earth and Planetary Science Letters*, 420, 73-84. 10.1016/j.epsl.2015.03.025
- Cathalot, C., Rinnert, E., Scalabrin, C., Donval, J. P., Guyader, V., Jorry, S., Gaillot, A., Guérin, C. Sr., Djedjroh, Y., Fouquet, Y., Leroy, L., Feuillet, N., Billant, G. (2019). Acoustic and Geochemical Anomalies in the Water Column around the Newly Formed Volcano offshore Mayotte Island. In AGU Fall Meeting 2019 (Abstract #V52D-05).
- Cerdeña, I. D., Del Fresno, C., Moreno, A. G. (2014). Seismicity patterns prior to the 2011 El Hierro eruption. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1), 567-575. 10.1785/0120130200
- Cesca, S., Letort, J., Razafindrakoto, H. N. T., Heimann, S., Rivalta, E., Isken, M. P., Nikkhoo, M., Passarelli, L., Petersen, G. M., Cotton, F., Dahm, T., (2020). Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation, *Nat. Geosci.*, 13(1), 87–93. 10.1038/s41561-019-0505-5
- Chiba, K., Shimizu, H. (2018). Spatial and temporal distributions of b-value in and around Shinmoe-dake, Kirishima volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, 70(1), 1-9. 10.1186/s40623-018-0892-7
- Chorowicz, J. (2005). The East African rift system. *J. Afric. Earth Sci.*, 43(1-3), 379–410. 10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019
- Chouet, B. A. (1996). Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*. 10.1038/380309a0
- Chouet, B. A., Matoza, R. S. (2013). A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 252, 108-175, 10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013
- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D. and Houtz, R.E., (1986). Crustal structure in the western Somali Basin. *Geophys. J. Int.*, 86(2), 331–369. 10.1111/j.1365-246X.1986.tb03832.x
- Courtillot, V., Gallet, Y., Rocchia, R., Feraud, G., Robin, E., Hofmann, C., Bhandari, N., Ghevariya, Z. G., 2000. Cosmic markers, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and paleomagnetism of the KT sections in the Anjar Area of the Deccan large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, 182 (2) , pp. 137-156. 10.1016/S0012-821X(00)00238-7
- Cramer, C., McNutt, S. (1997). Spectral Analysis of Earthquakes in the 1989 Mammoth Mountain Swarm near Long Valley, California. *Bull. seism. Soc. Am.*, 87. 10.1785/BSSA0870061454
- Daniel, R. (2019). MAYOBSO cruise, RV LCT Ylang, <https://doi.org/10.17600/18001901>
- Darnet, M., Wawrzyniak, P., Tarits, P., Hautot, S., d'Eu, J. F. (2020). 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 406, 107046. 10.1016/j.jvolgeores.2020.107046
- Davis, J. K., Lawver, A. L., Norton, I. O., Gahagan, L. M. (2016). New Somali Basin magnetic anomalies and a plate model for the early Indian Ocean, *Gondwana research*, 34, 16-28. 10.1016/j.gr.2016.02.010

- Debeuf, D. (2009). Étude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte, Archipel des Comores, océan Indien: approches structurale, pétrographique, géochimique et géochronologique (Doctoral dissertation, Université de la Réunion).
- Delescluse, M., Chamot-Rooke, N. (2007). Instantaneous deformation and kinematics of the India–Australia Plate. *Geophys. J. Int.*, 168(2), 818–842. 10.1111/j.1365-246X.2006.03181.x
- Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. (1988). Intraplate deformation and closure of the Australia-Antarctica-Africa plate circuit. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B10), 11877–11897. 10.1029/JB093iB10p11877
- DeMets, C., Gordon, R. G., Royer, J. Y. (2005). Motion between the Indian, Capricorn and Somalian plates since 20 Ma: implications for the timing and magnitude of distributed lithospheric deformation in the equatorial Indian ocean. *Geophys. J. Int.*, 161(2), 445–468. 10.1111/j.1365-246X.2005.02598.x
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 181, 1– 80. 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- Deplus, C. , Feuillet, N. , Bachelery, P. , Fouquet, Y. , Jorry, S. , Thimon, I. , Bermell, S. , Besson, F. , Gaillot, A. , Guérin, C., Sr. , Le Friant, A. , Paquet, F. , Pierre, D. , Pitel-Roudaut, M. (2019). Early development and growth of a deep seafloor volcano: Preliminary results from the MAYOBS cruises. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2019, pp. V43I-0227).
- Déprez, A., Doubre, C., Masson, F., Ulrich, P. (2013). Seismic and aseismic deformation along the East African Rift System from a reanalysis of the GPS velocity field of Africa. *Geophys. J. Int.*, 193, 1353–1369. 10.1093/gji/ggt085
- Dofal, A., Fontaine, F.R., Michon, L., Barruol, G., Tkalčić, H., 2018. Crustal structure variation across the southwestern Indian Ocean from receiver functions determined at Ocean-Bottom Seismometers. In AGU Fall Meeting 2018 (Abstract #T43G-0497).
- Dofal, A., Fontaine, F. R., Michon, L., Barruol, G., Tkalčić, H. (2021). Nature of the crust beneath the islands of the Mozambique Channel: Constraints from receiver functions. *Journal of African Earth Sciences*, 184, 104379. 10.1016/j.jafrearsci.2021.104379
- Dofal, A. (2021). Structure de la lithosphère de l'océan Indien occidental révélée par la méthode des fonctions récepteur. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de la Réunion, 2021. Français. ffNNT : 2021LARE0004ff. fftel-03345990
- Dofal, A., Michon, L., Fontaine, F. R., Rindraharisaona, E., Barruol, G., Tkalčić, H. (2022). Imaging the lithospheric structure and plumbing system below the Mayotte volcanic zone. *Comptes Rendus Géoscience*, 354(S2), 47-64. 10.5802/crgeos.190
- du Toit, A. L. (1937). *Our wandering continents*. Edinburgh, Oliver and Boyd, 366 p.
- Duncan, R. A., Hooper, P. R., Rehacek, J., Marsh, J., Duncan, A. R. (1997). The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 18127–18138. 10.1029/97JB00972
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A., Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825–2852. 10.1029/JB086iB04p02825
- Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A. M. (2012). The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200–201, 1–9. 10.1016/j.pepi.2012.04.002
- Emerick, C. M., Duncan, R. A. (1982). Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(3), 415–428. 10.1016/0012-821X(82)90077-2
- Famin, V., Michon, L., Bourhane, A., (2020). The Comoros archipelago: A right-lateral transform boundary between the Somalia and Lwandle plates. *Tectonophysics*, 789, p. 228539. 10.1016/j.tecto.2020.228539
- Feuillet, N., Cocco, M., Musumeci, C., Nostro, C. (2006). Stress interaction between seismic and volcanic activity at Mt Etna, *Geophys. J. Int.*, 164(3), 697–718. 10.1111/j.1365-246X.2005.02824.x

- Feuillet N. (2019) MAYOBS1 cruise, RV Marion Dufresne. 10.17600/18001217
- Feuillet, N., Jorry, S., Crawford, W. C., Deplus, C., Thinson, I., Jacques, E., Saurel, J. M., Lemoine, A., Paquet, F., Satriano, C., Aiken, C., Foix, O., Kowalski, P., Laurent, A., Rinnert, E., Cathalot, C., Donval, J. P., Guyader, V., Gaillot, A., Scalabrin, C., Moreira, M., Peltier, A., Beauducel, F., Grandin, R., Ballu, V., Daniel, R., Pelleau, P., Gomez, J., Besançon, S., Geli, L., Bernard, P., Bachèlery, P., Fouquet, Y., Bertil, D., Lemarchand, A., Van der Woerd, J. (2021). Birth of a large volcanic edifice offshore Mayotte via lithosphere-scale dyke intrusion. *Nature Geoscience*, 14(10), 787-795. 10.1038/s41561-021-00809-x
- Feuillet, N., Van der Woerd, J., RESIF. (2022). Seismic sequence monitoring on land and at sea in Mayotte : SISMAHOTTE (RESIF-SISMOB) [Data set]. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français. 10.15778/resif.1t2018
- Filson, J., Simkin, T., Leu, L. K. (1973). Seismicity of a caldera collapse: Galapagos Islands 1968. *Journal of Geophysical Research*, 78(35), 8591-8622. 10.1029/JB078i035p08591
- Foix, O., Aiken, C., Saurel, J. M., Feuillet, N., Jorry, S. J., Rinnert, E., Thinson, I. (2021). Offshore Mayotte volcanic plumbing revealed by local passive tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 420, 107395. 10.1016/j.jvolgeores.2021.107395
- Fouquet, Y., Feuillet, N. (2019) MAYOBS4 cruise, RV Marion Dufresne, 10.17600/18001238
- Gaina, C., Torsvik, T.H., van Hinsbergen, D.J., Medvedev, S., Werner, S.C., Labails, C., 2013. The African Plate: a history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. *Tectonophysics* 604, 4–25. 10.1016/j.tecto.2013.05.037
- GEBCO Compilation Group (2023) GEBCO 2023 Grid. 10.5285/f98b053b-0cbc-6c23-e053-6c86abc0af7b
- GEOFON Data Centre (1993): GEOFON Seismic Network. GFZ Data Services. Other/Seismic Network. 10.14470/TR560404
- Grandin, R., Jacques, E., Nercessian, A., Ayele, A., Doubre, C., Socquet, A., Keir, D., Kassim, M., Lemarchand, A., King, G. C. P. (2011). Seismicity during lateral dike propagation: Insights from new data in the recent Manda Hararo–Dabbahu rifting episode (Afar, Ethiopia). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q0AB08. 10.1029/2010GC003434.
- Greenfield, T., Keir, D., Kendall, J.-M., Ayele, A. (2019). Seismicity of the Bora-Tullu Moye volcanic field, 2016–2017. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 548– 570. 10.1029/2018GC007648
- Gevrey, A. (1870). *Essai sur les Iles Comores*. A. Saligny (Pondichery). ark:/12148/bpt6k62208586.
- Gudmundsson, M. T., Jónsdóttir, K., Hooper, A., Holohan, E. P., Halldórsson, S. A., Ófeigsson, B. G., Cesca S., Vogfjörð, K. S., Sigmundsson, F., Högnadóttir, T., Einarsson, P., Sigmarsson, O., Jarosch, A. H., Jónasson, K., Magnússon, E., Hreinsdóttir, S., Bagnardi, M., Parks, M. M., Hjörleifsdóttir, V., Pálsson, F., Walter, T. R., Schöpfer, M. P. J., Heimann, S., Reynolds, H. I., Dumont, S., Bali, E., Gudfinnsson, G. H., Dahm, T., Roberts, M. J., Hensch, M., Belart, J. M. C., Spaans, K., Jakobsson, S., Gudmundsson, G. B., Fridriksdóttir, H. M., Drouin, V., Dürig, T., Aðalgeirsdóttir, G., Riishuus, M. S., Pedersen, G. B. M., van Boeckel, T., Oddsson, B., Pfeffer, M. A., Barsotti, S., Bergsson, B., Donovan, A., Burton, M. R., Aiuppa, A. (2016). Gradual caldera collapse at Bárðarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow. *Science*, 353(6296), aaf8988. 10.1126/science.aaf8988
- Gutenberg, B., Richter, C. F. (1942). Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 32(3), 163-191. 10.1785/BSSA0320030163
- Hachim, S. (2004). *Catastrophes: Mayotte perd sa mémoire ! Catastrophes naturelles et mémoire collective à Mayotte*. Mémoire de DEA de Géographie. Université Paul Valéry, Montpellier III.
- Hartnady, Christopher. (2002). Earthquake hazard in Africa: Perspectives on the Nubia-Somalia boundary. *South African Journal of Science*. 98. 425-428.
- Helmholtz-Centre Potsdam - GFZ German Research Centre for Geosciences and GEMPA GmbH, 2008. The SeisComP seismological software package. GFZ Data Services. 10.5880/GFZ.2.4.2020.003
- Hill, D. P. (1977). A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research*, 82(8), 1347-1352. 10.1029/JB082i008p01347

- Hoste-Colomer, R., Jacques, E., Lemoine, A., Lavayssière, A., Crawford, W., Feuillet, N., Fouquet, Y., Jorry, S., Rinnert, E., Thinon, I. (2020, December). Seismicity clusters structure of Mayotte volcano-tectonic crisis. In AGU Fall Meeting 2020 (Abstract #V040-0001).
- Ichimoto, M., Iida, K. (1939). Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 17, 443-478
- Institut de physique du globe de Paris (IPGP), École et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg (EOST). (1982). GEOSCOPE, French Global Network of broad band seismic stations. Institut de physique du globe de Paris (IPGP), Université de Paris. 10.18715/GEOSCOPE.G
- International Seismological Centre, 2020, ISCGEM Earthquake Catalogue: Thatcham, UK, International Seismological Centre, <https://doi.org/10.31905/d808b825>
- International Seismological Centre (2023). On-line Bulletin. <https://doi.org/10.31905/D808B830>
- Ishimoto, I., Iida, K. (1939). Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo.*, 17, 443–478.
- Jacques, E., Feuillet, N., Aiken, C., Lemoine, A., Crawford, W. C., Deplus, C., Thinon, I., Saurel, J.-M., Bès de Berc, M., Broucke, C., Colombain, A., Daniel, R., Dectot, G., Dofal, A., Foix, O., Gomez, J., Grunberg, M., Kowalski, P., Laurent, A., Léger, F., Lemarchand, A., Pelleau, P. (2019). The 2018-2019 Mayotte Seismic Crisis: Evidence of an upper Mantle Rifting Event? In AGU Fall Meeting 2019 (Abstract #V43I-0221).
- Jacques, E., Hoste-Colomer, R., Lavayssière, A., Lemoine, A., Crawford, W. C., Feuillet, N., MAYOBS/REVOSIMA Seismology group, Fouquet, Y., Jorry, S., Rinnert, E. and Thinon, I. Vanderwoerd, J. (2020). Seismo-tectonic analysis of the ongoing Mayotte crisis suggesting reactivation of a caldera structure below the Moho. In AGU Fall Meeting 2020 (Abstract #V040-0006).
- Jorry, S. (2019). MAYOBS2 cruise, RV Marion Dufresne, 10.17600/18001222
- Jorry, S., Paquet, F., Lebas, E. (2022). MAYOBS23 cruise, RV Marion Dufresne. 10.17600/18002494
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M. K. (2007). From flood basalts to the inception of oceanization: Example from the 40Ar/39Ar high-resolution picture of the Karoo large igneous province. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(2). 10.1029/2006GC001392
- Keiser, Camille (2021). Identification des structures sismogènes actives lors de la crise sismique de Mayotte. Rapport de stage de master 2, encadré par Jean Battaglia et Anne Lemoine.
- Kennett, B. L. N., Engdahl E.R., Buland R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophys. J. Int.*, 122, 108–124. 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x
- Lacroix, A. (1920). Une éruption du volcan Karthala à la Grande Comore en août 1918. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 171, 5–10.
- Lahr, J. C., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Power, J. A., Page, R. A. (1994). Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at redoubt volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 62(1–4), 137-151. 10.1016/0377-0273(94)90031-0
- Lambert, J. (1997). Contribution au relevé de la sismicité historique des îles de la Réunion, de Maurice et des Comores. BRGM R39736, 56 p.
- Laurent, A., Satriano, C., Bernard, P., Feuillet, N., Jorry, S. (2021). Accurate Depth Determination of the Very Low Frequency Earthquakes of the Mayotte 2018-2021 Seismo-Volcanic Crisis. In AGU Fall Meeting 2021, New Orleans, LA and online.
- Lavayssière, A., Crawford, W. C., Saurel, J. M., Satriano, C., Feuillet, N., Jacques, E., Komorowski, J. C. (2022). A new 1D velocity model and absolute locations image the Mayotte seismo-volcanic region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 421, 107440. 10.1016/j.jvolgeores.2021.107440
- Lavayssière, A., Retailleau, L. (2023). Capturing Mayotte's deep magmatic plumbing system and its spatiotemporal evolution with volcano-tectonic seismicity. *Volcanica*, 6(2), 331-344. 10.30909/vol.06.02.331344

- Lee, W. H. K., Lahr, J. C. (1972). HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes (p. 100). US Department of the Interior, Geological Survey, National Center for Earthquake Research.
- Lee, W. H. K. (1975). A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. US Geol. Surv., Open File Report, 75(311), 1-116.
- Lee, W. H. K., Valdes, C. M. (1985). HYPO71PC: A personal computer version of the HYPO71 earthquake location program (Vol. 85, No. 749). US Geological Survey.
- Lemoine, A., Briole, P., Bertil, D., Roullé, A., Fournel, M., Thinon, I., Raucoules, D., de Michele, M., Valté, P., Colomer, R.H., (2020a). The 2018–2019 seismovolcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophys. J. Int.*, 223, 22-44. 10.1093/gji/ggaa273
- Lemoine, A., Pedreros, R., Filippini, A. (2020b), Scénarios d'impact des tsunamis pour Mayotte. Final report, <http://ficheinfoterre.brgm.fr/document/RP-69869-FR>, 169 p., 21 ill., 8 Tab., 61 ann.
- Leinweber, V. T., Jokat, W. (2012). The Jurassic history of the Africa–Antarctica corridor — new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins. *Tectonophysics*, 530–531, 87-101. 10.1016/j.tecto.2011.11.008
- Leva, C., Rümpler, G., Wölbern, I. (2020). Remote monitoring of seismic swarms and the August 2016 seismic crisis of Brava, Cabo Verde, using array methods. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(12), 3627-3638. 10.5194/nhess-20-3627-2020
- Liuzzo, M., Di Muro, A., Rizzo, A. L., Caracausi, A., Grassa, F., Fournier, N., Shafik, B., Boudoire, G., Coltorti, M., Moreira, M., Italiano, F. (2021). Gas Geochemistry at Grande Comore and Mayotte Volcanic Islands (Comoros Archipelago), Indian Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(8), e2021GC009870. 10.1029/2021GC009870
- Liuzzo, M., Di Muro, A., Rizzo, A. L., Grassa, F., Coltorti, M., Ader, M. (2022). The composition of gas emissions at Petite Terre (Mayotte, Comoros): inference on magmatic fingerprints. *Comptes Rendus Géoscience*, 354(S2), 275-298. 10.5802/crgeos.148
- Lomax, A., Michelini, A., Curtis, A., Meyers, R. A. (2009). Earthquake location, direct, global-search methods. *Encyclopedia of complexity and systems science*, 5, 2449-2473.
- Malod, J. A., Mougenot, D., Raillard, S., Maillard, A. (1991). Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar; les structures de la chaîne Davie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 312, 1639-1646.
- Martí, J., Pinel, V., López, C., Geyer, A., Abella, R., Tárraga, M., Blanco, M. J., Castro, A., Rodríguez, C. (2013). Causes and mechanisms of the 2011–2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(3), 823-839. 10.1002/jgrb.50087
- Masquelet, C., Leroy, S., Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Thinon, I., Lemoine, A., Franke, D., Watremez, L., Werner, P., Sauter, D. (2022). The East-Mayotte new volcano in the Comoros archipelago: structure and timing of magmatic phases inferred from seismic reflection data. *Comptes Rendus Géoscience*, 354(S2), 65-79. 10.5802/crgeos.154
- Masquelet, C., Leroy, S., Sauter, D., Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Thinon, I., Watremez, L., Lemoine, A. (2023). Major volcanic events from Mohéli, Anjouan and Mayotte Island edification in the Comoros Archipelago at Northern Mozambique Channel inferred by seismic reflection data. , EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 24–28 Apr 2023, EGU23-12116. 10.5194/egusphere-egu23-12116.
- Masquelet, C., Watremez, L., Leroy, S., Sauter, D., Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Ringenbach, J. C., Thinon, I., Lemoine, A., Franke, D. (subm.). Intra-oceanic emplacement of the Comoros Archipelago through inherited fracture zones. Submitted to EPSL 2023.
- Matoza, R. S., Shearer, P. M., Okubo, P. G. (2014), High-precision relocation of long-period events beneath the summit region of Kīlauea Volcano, Hawai'i, from 1986 to 2009, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3413–3421. 10.1002/2014GL059819

- Mazzullo, A., Stutzmann, E., Montagner, J. P., Kiselev, S., Maurya, S., Barruol, G., Sigloch, K. (2017). Anisotropic tomography around La Réunion island from Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11), 9132-9148. 10.1002/2017JB014354
- McNutt, S. R., Roman, D. C. (2015). Volcanic seismicity. In *The encyclopedia of volcanoes* (1011-1034). Academic Press. 10.1016/B978-0-12-385938-9.00059-6
- Mercury, N., Lemoine, A., Doubre, C., Bertil, D., Van Der Woerd, J., Hoste-Colomer, R., Battaglia, J. (2022). 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). 105-136.10.5802/crgeos.191
- Michon, L., Ferrazzini, V., Di Muro, A., Villeneuve, N., Famin, V. (2015). Rift zones and magma plumbing system of Piton de la Fournaise volcano: How do they differ from Hawaii and Etna? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 303, 112-129. 10.1016/j.jvolgeores.2015.07.031
- Michon, L., (2016). The volcanism of the Comores archipelago integrated at a regional scale, in: Bachèlery, P., Lénat, J.-F., Di Muro, A., Michon, L. (Eds.), *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de La Fournaise and Karthala*. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg, 333-344. 10.1007/978-3-642-31395-0_21
- Michon, L., Famin, V., Quidelleur, X. (2022). Evolution of the East African Rift System from trap-scale to plate-scale rifting. *Earth-Science Reviews*, 231. 10.1016/j.earscirev.2022.104089
- Morales-Yáñez, C.; Duputel, Z.; Rivera, L. (2022). Exploring the link between large earthquakes and magma transport at the onset of the Mayotte volcano-seismic crisis. *Comptes Rendus. Géoscience*, 354(S2), 137-152. 10.5802/crgeos.150
- Mori, J., White, R. A., Harlow, D. H., Okubo, P., Power, J. A., Hoblitt, R. P., Laguerta, E. P., Lanuza, A., Bautista, B. C. (1996). Volcanic earthquakes following the 1991 climactic eruption of Mount Pinatubo: Strong seismicity during a waning eruption. In *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 339-350. <https://pubs.usgs.gov/pinatubo/>
- Mittal, T., Jordan, J. S., Retailleau, L., Beauducel, F., Peltier, A. (2022). Mayotte 2018 eruption likely sourced from a magmatic mush. *Earth and Planetary Science Letters*, 590, 117566. 10.1016/j.epsl.2022.117566
- Mueller, C. O., Jokat, W., 2019. The initial Gondwana break-up: a synthesis based on new potential field data of the Africa-Antarctica Corridor. *Tectonophysics* 750, 301–328. 10.1016/j.tecto.2018.11.008.
- Nehlig, P., Lacquement, F., Bernard, J., Audru, J., Caroff, M., Deparis, J., Jaouen, T., Pelleter, A. A., Perrin, J., Prognon, C., Vittecoq, B. (2013). Notice explicative de la carte géologique de Mayotte à 1/30 000.
- Nobile, A., Pagli, C., Keir, D., Wright, T. J., Ayele, A., Ruch, J., Acocella, V. (2012). Dike-fault interaction during the 2004 Dallol intrusion at the northern edge of the Erta Ale Ridge (Afar, Ethiopia). *Geophysical Research Letters*, 39(19). 10.1029/2012GL053152
- Nocquet, J. M., P. Willis, and S. Garcia (2006), Plate kinematics of Nubia-Somalia using a combined DORIS and GPS solution, *J. Geod.*, 80, 591– 607. 10.1029/2001JB000561
- Nougier, J., Cantagrel, J. M., Karche, J. P. (1986). The Comores archipelago in the western Indian Ocean: volcanology, geochronology and geodynamic setting. *Journal of African Earth Sciences* (1983), 5(2), 135-145. 10.1016/0899-5362(86)90003-5
- Okada, H. (1983). Comparative study of earthquake swarms associated with major volcanic activities, in Shimozuru, D., Yokoyama, I., eds., *Arc volcanism: Physics and tectonics*, Tokyo, Terra Scientific Publishing Company, p. 43-61.
- Okada, Y., Yamamoto, E. (1991). Dyke intrusion model for the 1989 seismovolcanic activity off Ito, central Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B6), 10361-10376. 10.1029/91JB00427
- Pelleter, A. A., Caroff, M., Cordier, C., Bachelery, P., Nehlig, P., Debeuf, D., Arnaud, N. (2014). Melilite-bearing lavas in Mayotte (France): An insight into the mantle source below the Comores. *Lithos*, 208, 281-297. 10.1016/j.lithos.2014.09.012

- Peltier, A., Saur, S., Ballu, V., Beauducel, F., Briole, P., Chanard, K., Dausse, D., De Chabalier, J. B., Grandin, R., Rouffiac, P., Tranchant, Y. T., Bès de Berc, M., Besançon, S., Boissier, P., Broucke, C., Brunet, C., Canjamalé, K., Carme, E., Catherine, P., Colombain, A., Crawford, W., Daniel, R., Dectot, G., Desfete, N., Doubre, C., Dumouch, T., Griot, C., Grunberg, M., Jund, H., Kowalski, P., Lauret, F., Lebreton, J., Pesqueira, F., Tronel, F., Valt, P., Van Der Woerd, J. (2022). Ground deformation monitoring of the eruption offshore Mayotte. *Comptes Rendus. Géoscience*, 354(S2), 1-23. 10.5802/crgeos.176
- Phethean, J.J., Kalnins, L.M., van Hunen, J., Biffi, P.G., Davies, R.J., McCaffrey, K.J., 2016. Madagascar's escape from Africa: a high-resolution plate reconstruction for the Western Somali Basin and implications for supercontinent dispersal. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17(12), 5036–5055. 10.1002/2016GC006624.
- Phethean, J.J., 2018. Breakup of the Gondwana supercontinent: East African perspectives from the Early Jurassic to Cretaceous, Durham theses. Durham University. Available at Durham E-Theses Online. <http://etheses.dur.ac.uk/12667/>
- Poli, P., Shapiro, N., Campillo, M., 2019. Teleseismic detection of very long period signals from Mayotte volcanic crisis. In AGU Fall Meeting 2019 (Abstract #V52D-08).
- Poulain, P., Le Friant, Pedreros, R., Mangeney, A., Filippini, A. G., Grandjean, G., Lemoine, A., Fernandez-Nieto, E., Castro Diaz, M., Peruzzetto, M. (2022). Numerical simulation of submarine landslide and generated tsunamis : Application to the on-going Mayotte seismo-volcanic crisis. *Comptes Rendus. Géoscience*, 354(S2), 361-390. 10.5802/crgeos.138
- Puzenat, V., Feuillet, N., Komorowski, J. C., Escartin, J., Deplus, C., Bachèlery, P., Berthod, C., Gurioli, L., Scalabrin, C., Cathalot, C., Rinnert, E., Loubrieu, B., Pierre, D., Pitel-Roudaut, M., Tanguy, N., Fouquet, Y., Jorry, S. J., Lebas, E., Paquet, F., Thion, I. (2022). 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*, 354(S2), 81-104. 10.5802/crgeos.175
- Quidelleur, X., Michon, L., Famin, V., Geffray, M. C., Danišák, M., Gardiner, N., Rusquet, A., Zakaria, M. G. (2022). Holocene volcanic activity in Anjouan Island (Comoros archipelago) revealed by new Cassignol-Gillot groundmass K–Ar and ¹⁴C ages. *Quaternary Geochronology*, 67, 101236. 10.1016/j.quageo.2021.101236
- Rabinowitz, P.D., Coffin, M.F., Falvey, D., 1983. The separation of Madagascar and Africa. *Science* 220 (4592), 67–69. 10.1126/science.220.4592.67.
- Rakotondraibe, T., Nyblade, A. A., Wyssession, M. E., Durrheim, R. J., Rambolamanana, G., Aleqabi, G. I., Shore, P. J., Pratt, M. J., Andriampenanomanana, F., Rumpker, G., Rindraharisaona, E. (2020). Seismicity and seismotectonics of Madagascar revealed by the 2011–2013 deployment of the islandwide MACOMO broadband seismic array. *Tectonophysics*, 790, article no. 228547. doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228547
- Rakotondrainibe (1977). Contribution à l'étude de la sismicité de Madagascar. PhD thesis, Faculté des sciences, Université d'Antananarivo.
- Raspberry Shake, S.A. (2016). Raspberry Shake [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. doi:10.7914/SN/AM
- Resif, 1995. RESIF-RAP French Accelerometric Network. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français. 10.15778/resif.ra
- Retailleau, L., Saurel, J. M., Laporte, M., Lavayssière, A., Ferrazzini, V., Zhu, W., Beroza, G. C., Satriano, C., Komorowski, J. C., OVPF Team. (2022). Automatic detection for a comprehensive view of Mayotte seismicity. *Comptes Rendus. Géoscience*, 354(S2), 1-18. 10.5802/crgeos.133
- 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), Centre national de la recherche scientifique (CNRS), 2021. Data collection of the Mayotte volcanological and seismological monitoring network (REVOSIMA) (Version 1.0). Institut de physique du globe de Paris (IPGP). 10.18715/MAYOTTE.REVOSIMA

- REVOSIMA, 2023a. Bulletin mensuel de l'activité sismo-volcanique à Mayotte, septembre 2023. https://www.ipgp.fr/volcanoweb/mayotte/Bulletins-Communiques/Bulletins/2023/Revosima_bull_20231005.pdf
- REVOSIMA, 2023b. Communiqué exceptionnel, séisme ressenti à Mayotte le 31 août 2023. https://www.ipgp.fr/volcanoweb/mayotte/Bulletins-Communiques/Communiques/2023/Revosima_communique_exceptionnel_20230831.pdf
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the seismological society of America*, 25(1), 1-32. 10.1785/BSSA0250010001
- Rindrarahisaona, E., Guidarelli, M., Aoudia, A., Rambolamanana, G. (2013). Tectonophysics Earth structure and instrumental seismicity of Madagascar : Implications on the seismotectonics. *Tectonophysics* 594, 165–181. 10.1016/j.tecto.2013.03.033.
- Rinnert, E., Lebas, E., Jorry, S., Feuillet, N., Thinon, I., Fouquet, Y. (2019). MAYOBS. 10.18142/291
- Rinnert, E., Feuillet, N., Thinon, I. (2020a). MAYOBS13-2 cruise, RV Gauss (FUGRO). 10.17600/18001729
- Rinnert, E., Thinon, I., Feuillet, N. (2020b). MD 228 / MAYOBS15 cruise, RV Marion Dufresne. 10.17600/18001745
- Rinnert, E., Cathalot, C., Feuillet, N. (2021). GEOFLAMME cruise, RV Pourquoi pas ? 10.17600/18001297
- Rivalta, E., Taisne, B., Bungler, A. P., Katz, R. F. (2015). A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions. *Tectonophysics*, 638, 1-42. 10.1016/j.tecto.2014.10.003
- Roberts, N. S., Bell, A. F., Main, I. G., 2015. Are volcanic seismic b-values high, and if so when? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 127-141, doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.10.021.
- Roche, V., Ringenbach, J. C. (2022). The Davie Fracture Zone: A recorder of continents drifts and kinematic changes. *Tectonophysics*, 823, 229188. 10.1016/j.tecto.2021.229188
- Roman, D. C. (2005). Numerical models of volcanotectonic earthquake triggering on non-ideally oriented faults. *Geophysical Research Letters*, 32(2). 10.1029/2004GL021549
- Roman, D. C., Cashman, K. V. (2018). Top-down precursory volcanic seismicity: implications for 'stealth' magma ascent and long-term eruption forecasting. *Frontiers in Earth Science*, 6, 124. 10.3389/feart.2018.00124
- Roullé, A., Bertil, D., Colombain, A., François, B. (2019). Effets de site sur les stations sismologiques de Mayotte. *Journées Resif 2019*. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02416124>
- Roullé, A., Baillet, M., Bertil, D., Cornou, C. (2022). Site effects observations and mapping on the weathered volcanic formations of Mayotte Island. *Comptes Rendus Géoscience*, 354(S2), 1-25. 10.5802/crgeos.151
- Rubin, A. M., and D. Gillard (1998). Dike-induced earthquakes: Theoretical considerations. *J. Geophys. Res.*, 103(B5), 10017–10030. 10.1029/97JB03514.
- Ruppert, N. A., Prejean, S., Hansen, R. A. (2011). Seismic swarm associated with the 2008 eruption of Kasatochi Volcano, Alaska: Earthquake locations and source parameters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B2). 10.1029/2010JB007435
- Rusquet, A., Famin, V., Quidelleur, X., Michon, L., Nauret, F., Danišák, M., Thinon, I., Leroy, S., Lemoine, A. (2023). Pliocene-to-Holocene volcano-tectonic activity on Mohéli Island (Comoros archipelago) constrained by new KAr ages. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 442, 107896. 10.1016/j.jvolgeores.2023.107896
- Rusquet, A., Famin, V., Michon, L., Quidelleur, X., Nauret, F., Danišák, M., Ruffet, G., Berthod, C., Revillon, S., Bachèlery, P., Thinon, I., Lemoine, A., Leroy, S., Zaragosi, S., Thivet, S., Bernard, J., Gourbet, L., Médard, E., Toulhier, A. (submitted). Pulses of magmatism and tectonics along the Madagascar-Comoros volcanic chain, and synchronous changes in the kinematics of the Lwandle and Somalia plates. Submitted to JGR in october 2023.

- Sanjuan, B., Baltassat, J., Bezelgues, S., Brach, M., Girard, J., Mathieu, F. (2008). Estimation du potentiel géothermique de Mayotte: Phase 2 - étape 2. Investigations géologiques, géochimiques et géophysiques complémentaires, synthèse des résultats. Synthèse des Résultats (BRGM, 2008).
- Saria, E., Calais, E., Altamimi, Z., Willis, P., Farah, H. (2013). A new velocity field for Africa from combined GPS and DORIS space geodetic solutions: Contribution to the definition of the African reference frame (AFREF). *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 1677–1697. 10.1002/jgrb.50137
- Saria, E., Calais, E., Stamps, D. S., Delvaux, D., Hartnady, C. J. H. (2014). Present-day kinematics of the East African Rift, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 3584–3600. 10.1002/2013JB010901.
- Satriano, C., Laurent, A., Bernard, P., Grandin, R., Saurel, J. M., Lemarchand, A., Daniel, R., Jorry, S., Crawford, W. C., Feuillet, N. (2019). Source Process of the Very Low Frequency Earthquakes During the Mayotte 2018-2019 Seismo-Volcanic Crisis. In AGU Fall Meeting 2019 (Abstract #V43I-0222).
- Saurel, J. M., Jacques, E., Aiken, C., Lemoine, A., Retailleau, L., Lavayssière, A., Foix, O., Dofal, A., Laurent, A., Mercury, N., Crawford, W., Lemarchand, A., Daniel, R., Pelleau, P., Bès de Berc, M., Dectot, G., Bertil, D., Roullé, A., Broucke, C., Colombain, A., Jund, H., Besançon, S., Guyavarch, P., Kowalski, P., Roudaut, M., Apprioual, R., Battaglia, J., Bodihar, S., Canjamale, K., Catherine, P., Desfete, N., Doubre, C., Dretzen, R., Dumouche, T., Fernagu, P., Ferrazzini, V., Fontaine, F. R., Gaillot, A., Géli, L., Griot, C., Grunberg, M., Can Guzel, E., Hoste-Colomer, R., Lambotte, S., Lauret, F., Léger, F., Maros, E., Peltier, A., Vergne, J., Satriano, C., Tronel, F., Van der Woerd, J., Fouquet, Y., Jorry, S., Rinnert, E., Thinon, I., Feuillet, N. (2022). Mayotte seismic crisis: building knowledge in near real-time by combining land and ocean-bottom seismometers, first results. *Geophys. J. Int.*, 228(2), 1281-1293. 10.1093/gji/ggab392
- Savin, C., Grasso, J. R., and Bachelery, P. (2005). Seismic signature of a phreatic explosion: hydrofracturing damage at Karthala volcano, Grande Comore Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.*, 67, 717–731. 10.1007/s00445-005-0411-0
- Scalabrin, C., Feuillet, N., Fouquet, Y., Thinon, I., Jorry, S., Gaillot, A., Guérin, C., Komorowski, J. C., Rinnert, E., Cathalot, C. (2021). Acoustic Plumes of the 2019 Mayotte Submarine Volcanic Eruption. In AGU Fall Meeting 2021 (Oral session #V53A-05).
- Scalabrin, C. (2023). Site d'émissions de fluides, Mayotte, zone Fer à Cheval. Ifremer GEO-OCEAN (Ifremer GEO-OCEAN). 10.12770/070818f6-6520-49e4-bafd-9d4d0609bf7d
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058), 539-542. 10.1038/nature04094
- Scripps Institution of Oceanography. (1986). Global Seismograph Network - IRIS/IDA [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. 10.7914/SN/II
- Segoufin, J., Patriat, P., 1980. Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Mozambique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 287, 109–112.
- Seropian, G., Kennedy, B. M., Walter, T. R., Ichihara, M., Jolly, A. D. (2021). A review framework of how earthquakes trigger volcanic eruptions. *Nature Communications*, 12(1), 1004. 10.1038/s41467-021-21166-8
- SHOM (2015). MNT Bathymétrique de façade Atlantique (Projet Homonim). 10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84
- SHOM (2019). Campagne Shom Mayotte (Août 2019). 10.17183/LEVES_MAYOTTE_BBP_AOUT_2019
- Sigmundsson, F., Hooper, A., Hreinsdóttir, S., Vogfjörð, K. S., Ófeigsson, B. G., Heimisson, E. R., Dumont, S., Parks, M., Spaans, K., Gudmundsson, G. B., Drouin, V., Árnadóttir, T., Jónsdóttir, K., Gudmundsson, M. T., Högnadóttir, T., Fridriksdóttir, H. M., Hensch, M., Einarsson, P., Magnússon, E., Samsonov, S., Brandsdóttir, B., White, R. S., Ágústssdóttir, T., Greenfield, T., Green, R. G., Hjartardóttir, A. R., Pedersen, R., Bennett, R. A., Geirsson, H., La Femina, P. C., Björnsson, H., Pálsson, F., Sturkell, E., Bean, C. J., Möllhoff, M., Braidén, A. K., Eibl, E. P. (2015). Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Bárðarbunga volcanic system, Iceland. *Nature*, 517(7533), 191-195. 10.1038/nature14111

- Sira, C., Schlupp, A., Bontemps, M., Regis, E., van der Woerd, J. (2018). Essaim sismique à l'est de Mayotte: Analyse pour la période du 10 mai au 15 juin 2018, Note préliminaire du BCSF-RENASS, BCSF-RENASS2018-R4.
- Song, Z., Tan, Y. J., Roman, D. C. (2023). Deep long-period earthquakes at Akutan Volcano from 2005 to 2017 better track magma influxes compared to volcano-tectonic earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 50, doi:10.1029/2022GL101987
- Stamps, D., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J., Ebinger, C. J. and Fernandez, R. (2008). A kinematic model for the East African Rift, *Geophys. Res. Lett.*, L05304. 10.1029/2007GL032781
- Stamps, D.S., Saria, E., Kreemer, C., (2018). Geodetic Strain Rate Model for the East African Rift System, *Sci. Rep.*, 8(1), 732. 10.1038/s41598-017-19097-w
- Stamps, D.S., Kreemer, C., Fernandes, R., Rajaonarison, T.A., Rambolamanana, G., (2021). Redefining East African Rift System kinematics. *Geology*, 49(2), 150-155. 10.1130/G47985.1
- Talandier, J., Hyvernaud, O., Maury, R. C. (2016). Unusual seismic activity in 2011 and 2013 at the submarine volcano Rocard, Society hotspot (French Polynesia). *Geophysical Research Letters*, 43(9), 4247-4254. 10.1002/2016GL068342
- Tarasewicz, J., White, R. S., Woods, A. W., Brandsdóttir, B., Gudmundsson, M. T. (2012). Magma mobilization by downward-propagating decompression of the Eyjafjallajökull volcanic plumbing system. *Geophysical Research Letters*, 39(19). 10.1029/2012GL053518
- Tepp, G., Ebinger, C. J., Yun, S.-H. (2016), Spectral analysis of dike-induced earthquakes in Afar, Ethiopia, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 2560–2574, 10.1002/2015JB012658
- Thinon, I., Leroy, S., Lemoine, A. (2020). SISMAORE cruise, RV Pourquoi pas ? 10.17600/18001331
- Thinon, I., Rinnert, E., Feuillet, N. (2021) MAYOBS17 cruise, RV Pourquoi pas ? 10.17600/18001983
- Thinon, I., Lemoine, A., Leroy, S., Paquet, F., Berthod, C., Zaragosi, S., Famin, V., Feuillet, N., Boymond, P., Masquelet, C., Mercury, N., Scalabrin, C., Van der Woerd, J., Bernard, J., Bignon, J., Clouard, V., Doubre, C., Jacques, E., Jorry, S. J., Rolandone, F., Chamot-Rooke, N., Delescluse, M., Franke, D., Watremez, L., Bachèlery, P., Michon, L., Sauter, D., Bujan, S., Canva, A., Dassie, E., Roche, V., Ali, S., Sitti Allaouia, A. H., Deplus, Christine., Rad, S., Sadeski, L. (2022). Volcanism and tectonics unveiled between the EARS and Madagascar: toward a better understanding of the geodynamics of the Comoros archipelago. *Comptes Rendus Géoscience*, 354(S2), 7-34. 10.5802/crgeos.159
- Thompson, J. O., Moulin, M., Aslanian, D., de Clarens, P., Guillocheau, F. (2019). New starting point for the Indian Ocean: Second phase of breakup for Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 191, 26-56. 10.1016/j.earscirev.2019.01.018
- Thordarson, T., Self, S. (1993). The Laki (Skaftár fires) and Grímsvötn eruptions in 1783–1785. *Bulletin of Volcanology*, 55(4), 233-263. 10.1007/BF00624353
- Tzevahirtzian, A., Zaragosi, S., Bachèlery, P., Biscara, L., Marchès, E., (2021). Submarine morphology of the Comoros volcanic archipelago. *Marine Geology*, 432, 106383. 10.1016/j.margeo.2020.106383
- Ukawa, M., Tsukahara, H. (1996). Earthquake swarms and dike intrusions off the east coast of Izu Peninsula, central Japan. *Tectonophysics*, 253(3-4), 285-303. 10.1016/0040-1951(95)00077-1
- Van der Woerd, J., Famin, V., Humler, E. (2022). Special issue *Comptes-Rendus Geoscience: The Mayotte seismo-volcanic crisis of 2018–2021 in the eastern Comoros archipelago (Mozambique channel)*. *Comptes Rendus Géoscience*, 354(S2), 1-6. 10.5802/crgeos.196
- Verkhovtseva, N., Ali, H., Mukhtarov, T., Roy, S., 2015. Why b-values for hydraulic fracture stimulations are so high, in *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2015*, 2698-2702, 10.1190/segam2015-5882191.1
- Vienne, E. (1900). Notice sur Mayotte et les Comores. Impr Alcan-Lévy. 200 p. ark:/12148/bpt6k57903288.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368. 10.1785/0120000006
- Waldhauser, F., (2001). HypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations, *USGS Open File Rep.*, 01-113.

- Walter, T. R., Wang, R., Zimmer, M., Grosser, H., Lühr, B., Ratdomopurbo, A. (2007). Volcanic activity influenced by tectonic earthquakes: Static and dynamic stress triggering at Mt. Merapi. *Geophysical Research Letters*, 34(5). 10.1029/2006GL028710
- Weatherall, P., Marks, K. M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J. E., Rovere, M., Chayes, D., Ferrini, V., Wigley, R. (2015). A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth and space Science*, 2(8), 331-345. 10.1002/2015EA000107
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. and Wobbe, F. (2013). Generic Mapping Tools: Improved Version Released, *EOS Trans. AGU*, 94(45), p. 409–410. 10.1002/2013EO450001.
- White, R., McCausland, W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309, 139-155. 10.1016/j.jvolgeores.2015.10.020
- Wiemer, S., McNutt, S. R. (1997). Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geophysical research letters*, 24(2), 189-192. 10.1029/96GL03779
- Wiemer, S.; Wyss, M. (2000). Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90:4, 859–869. 10.1785/0119990114
- Zinke, J., Reijmer, J. J. G., Thomassin, B. A., Dullo, W. C., Grootes, P. M., Erlenkeuser, H. (2003a). Postglacial flooding history of Mayotte lagoon (Comoro archipelago, southwest Indian Ocean), *Marine Geology*, 194(3-4), 181–196. 10.1016/S0025-3227(02)00705-3
- Zinke, J., Reijmer, J. J. G., Thomassin, B. A. (2003b). Systems tracts sedimentology in the lagoon of Mayotte associated with the Holocene transgression, *Sedimentary Geology*, 160(1-3), 57–79. 10.1016/S0037-0738(02)00336-6

Annexes

Annexe 1 : procédure de suivi de la séquence sismique par le BRGM en 2018-2019

Le 10 mai 2018, le BRGM est le seul organisme à avoir des stations sismiques installées sur Mayotte. Bien que non dédié au suivi de séquences actives, en tant qu'opérateur de l'Etat, il est mis à contribution pour assurer pour la Préfecture un suivi en temps réel de la situation afin d'apprécier l'évolution du phénomène. Des sismologues volontaires se relaient pour traiter la masse de séismes quotidiens des premiers mois, avec le peu d'instrumentation disponible et un état de connaissance du contexte géologique, sismologique et volcanique parcellaire.

Pendant la crise sismique de 2018, le suivi journalier de la crise consistait en une double procédure:

- Localisation de ce qui pouvait être localisé avec LOCSAT, interface de localisation intégrée à Seiscomp qui calcule l'hypocentre d'un séisme à partir de pointés de phases, et un modèle de vitesse établi de manière empirique. Les magnitudes M_{lv} sont calculées. Les profondeurs sont fixées à 10 km.
- Comptage journalier des séismes vu sur la station RA.YTMZ (Magnitude ~ 3.0); extraction du signal et calcul du PGA (Peak Ground Acceleration). Cette liste de séismes a permis d'identifier plus de 3000 séismes.

Calcul de magnitude

La magnitude est estimée à partir du PGA calculé sur les composantes horizontales de RA.YTMZ. Dans l'urgence, de mai à juillet 2018, en supposant la distance à peu près constante (~ 50 km), la relation empirique utilisée est la suivante : $M_{pga} = 0.9 \log_{10}(PGA) + 4.19$, avec la valeur de PGA en 10^{-3}m/s^2 .

A partir d'août 2018 avec l'essai proximal, la gamme de distance change : cette échelle n'est plus valable. La relation empirique est modifiée afin d'intégrer une correction de distance : $M_{brgm} = 0.9 \times \log_{10}(PGA) + 4.19 - (4.35 - 2.56 \times \log_{10}(\text{distance}))$, avec la valeur de PGA en cm/s^2 , et la valeur de distance en km. La distance est obtenue à partir des localisations Seiscomp si possible, sinon estimée manuellement à partir de la valeur de $t_S - t_P$ sur la station RA.YTMZ.

Cette formule empirique, basée sur une seule station, qui a été utile dans un contexte de réponse rapide pour le suivi de la séquence, est progressivement remplacée par des calculs de M_{Lh} et M_{Lv} sur toutes les stations disponibles, à mesure que les données et les localisations s'accumulent et permettent d'optimiser les paramètres de calcul de ce type de magnitude.

Catalogues produits

Les localisations seiscamp ont fait l'objet de 2 catalogues successifs qui ont été mis à disposition : Bertil et al. (2018, 2019), et certaines étaient régulièrement mises à disposition sur le site du BRGM au fur et à mesure de l'évolution de la séquence. Le catalogue de 2019 met à jour celui de 2018 et contient 539 séismes de magnitude ≥ 4 dont 189 non localisés, entre le 10 mai 2018 et le 15 mai

2019. Ces séismes localisés avec Seiscomp/LOCSAT ont été relocalisés avec HYPO71 et un modèle local proche de celui utilisé dans cette étude pour l'article Lemoine et al. (2020a).

Ces premiers catalogues ont permis d'informer quotidiennement la Préfecture, d'observer l'évolution du phénomène, de construire de premiers scénarios (Lemoine et al., 2019; 2020a) et ont aussi servi à choisir le positionnement des premiers OBS installés au large de Mayotte en février 2019 (MAYOBS1, Daniel, 2019) et à construire le catalogue d'événements localisés grâce au OBS en mai 2019 (Feuillet et al., 2021; Saurel et al., 2022).

Le catalogue Mercury et al. (2022) est le dernier en date qui hérite du travail initié en mai 2018 par les équipes du BRGM.

Annexe 2 : stations sismologiques dans l'archipel des Comores (à terre et en mer)

#Network	Station	Latitude	Longitude	Elevation (m)	Date d'installation
QM	KNKL	-12.9571	45.1042	24	04/02/2019
RA	MILA	-12.8481	45.1928	30	28/02/2019
1T	PMZI	-12.7993	45.2743	10	06/03/2019
1T	MTSB	-12.6804	45.0847	50	07/03/2019
QM	GGLO	-11.5830	47.2924	7	13/03/2019
AM	R1EE2	-12.8354	45.1365	113	17/07/2019
AM	R0CC5	-12.7557	45.2307	34	21/07/2019
KA	KANG	-12.3046	44.4679	913	24/07/2020
KA	BATSE	-12.2670	43.6851	179	17/12/2020
AM	R86F3	-12.9362	45.1500	10	25/08/2021
AM	RA2A6	-12.9107	45.0806	52	25/08/2021
AM	R208F	-12.7902	45.1052	69	26/08/2021
AM	R3A78	-12.9108	45.1927	11	26/08/2021
AM	REF31	-12.8435	45.1840	9	26/08/2021
AM	R5BB9	-12.7883	45.2724	13	27/08/2021
AM	R8E27	-12.7984	45.2748	11	27/08/2021
AM	R4838	-12.8324	45.1151	83	30/08/2021
AM	RB129	-12.6974	45.0693	11	30/08/2021
AM	R88C3	-12.7043	45.1219	17	31/08/2021
AM	R8E2F	-12.7335	45.2036	47	31/08/2021
AM	RA307	-12.7807	45.2324	21	31/08/2021
AM	R4EB9	-12.9658	45.1112	9	01/09/2021
AM	RB67C	-12.8461	45.1158	31	01/09/2021
QM	KOUG	-12.7335	45.2034	47	10/09/2021

QM	MBUZ	-12.8063	45.2341	52	18/03/2022
RA	BRMZ	-12.7584	45.2297	35	12/05/2023

Table 1: Stations sismiques installées à terre dans l'archipel des Comores et à Glorieuse depuis février 2019.

#Network	Station	Latitude	Longitude	Elevation (m)	Start	End
1T	MONO	-12.6513	45.3919	-1600	23/02/2019	10/05/2019
1T	MOCE	-12.8074	45.6343	-3120	24/02/2019	10/05/2019
1T	MONE	-12.6652	45.8037	-3510	24/02/2019	10/05/2019
1T	MONN	-12.4932	45.5576	-3180	24/02/2019	10/05/2019
1T	MOSE	-12.9625	45.8199	-3520	24/02/2019	10/05/2019
1T	MOSO	-13.0179	45.4585	-2530	25/02/2019	10/05/2019
1T	IF1A	-12.772443	45.408091	-1688	14/05/2019	09/06/2019
1T	IF2A	-12.711134	45.383862	-1222	14/05/2019	09/06/2019
1T	IF3A	-12.702116	45.449747	-1928	14/05/2019	09/06/2019
1T	IF4A	-12.781784	45.59749	-2980	14/05/2019	09/06/2019
1T	IF5A	-12.879123	45.477667	-2302	14/05/2019	09/06/2019
1T	IF6A	-12.891416	45.352222	-1731	14/05/2019	09/06/2019
1T	IF7A	-12.870061	45.680978	-3376	14/05/2019	09/06/2019
1T	IF8A	-12.980224	45.686671	-3428	14/05/2019	09/06/2019
1T	MOVA	-12.922038	45.76537	-3353	12/05/2019	15/06/2019
1T	MOCA	-12.783667	45.411333	-1681	11/05/2019	12/10/2019
1T	MOFA	-12.872912	45.567048	-2670	12/05/2019	30/09/2019
1T	MODA	-12.671048	45.592888	-3270	13/05/2019	29/09/2019
1T	MONA	-12.59566	45.409123	-2015	13/05/2019	29/09/2019
1T	MOSA	-12.99512	45.413807	-2194	13/05/2019	30/09/2019
1T	IF3B	-12.781784	45.59749	-2980	14/05/2019	01/09/2019
1T	IF5B	-12.879	45.477833	-2289	13/06/2019	15/07/2019
1T	IF6B	-12.890167	45.352667	-1732	13/06/2019	15/07/2019
1T	IF7B	-12.872333	45.687333	-3364	13/06/2019	15/07/2019

1T	IF8B	-12.980667	45.686833	-3431	14/06/2019	15/07/2019
1T	IF1B	-12.7724	45.4081	-1693	15/06/2019	15/07/2019
1T	IF2B	-12.711333	45.384167	-1224	15/06/2019	15/07/2019
1T	IF4B	-12.781667	45.596667	-2978	15/06/2019	15/07/2019
1T	IF10C	-12.79452	45.56457	-2710	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF11C	-12.77933	45.50202	-2475	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF12C	-12.694	45.60967	-3243	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF13C	-12.78512	45.68285	-3406	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF14C	-12.81822	45.76	-3529	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF15C	-12.81303	45.43117	-1822	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF16C	-12.66097	45.53612	-2757	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF17C	-12.7015	45.56785	-3100	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF18C	-12.97443	45.64153	-3298	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF1C	-12.77219	45.40935	-1693	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF2C	-12.71142	45.38428	-1218	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF3C	-12.70217	45.45017	-1935	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF5C	-12.879	45.47808	-2288	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF6C	-12.89088	45.35193	-1731	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF7C	-12.87243	45.68403	-3350	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF9C	-12.92225	45.76637	-3376	01/10/2019	29/10/2019
1T	IF10D	-12.79435	45.56367	-2701	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF11D	-12.77868	45.50055	-2473	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF12D	-12.6946	45.61	-3244	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF13D	-12.78462	45.68401	-3423	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF14D	-12.81854	45.76006	-3530	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF15D	-12.81181	45.43043	-1821	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF16D	-12.66074	45.53518	-2753	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF18D	-12.97428	45.6412	-3298	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF19D	-12.87354	45.56669	-2709	26/10/2019	25/11/2019

1T	IF1D	-12.77157	45.4078	-1690	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF2D	-12.71178	45.38139	-1196	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF3D	-12.70299	45.44838	-1932	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF5D	-12.87924	45.47746	-2287	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF6D	-12.89075	45.35248	-1734	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF7D	-12.87198	45.68192	-3371	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF9D	-12.92316	45.76581	-3394	26/10/2019	25/11/2019
1T	IF10E	-12.79435	45.56367	-2701	25/11/2019	28/02/2020
1T	IF14E	-12.81854	45.76006	-3530	25/11/2019	10/02/2020
1T	IF2E	-12.71178	45.38139	-1196	25/11/2019	28/02/2020
1T	MOAF	-12.9625	45.8199	-3520	15/12/2019	10/05/2020
1T	MOCF	-12.7837	45.4113	-1720	15/12/2019	09/05/2020
1T	MODF	-12.67105	45.59289	-3270	15/12/2019	10/05/2020
1T	MOSF	-13.0179	45.4585	-2670	15/12/2019	11/05/2020
1T	MOAG	-12.95745	45.81827	-3516	12/05/2020	06/10/2020
1T	MOBG	-12.8425	45.62167	-3114	12/05/2020	06/10/2020
1T	MODG	-12.67089	45.59301	-3258	12/05/2020	07/10/2020
1T	MONG	-12.59565	45.40927	-2012	12/05/2020	07/10/2020
1T	MOSG	-13.02525	45.517	-2533	12/05/2020	07/10/2020
1T	MOCG	-12.783611	45.41127	-1721	13/05/2020	07/10/2020
1T	MOOH	-12.907085	45.2981	-1260	07/10/2020	20/10/2020
1T	MOCH	-12.7842	45.411	-1722	12/10/2020	25/01/2021
1T	MOBH	-12.8415	45.62295	-3085	14/10/2020	25/01/2021
1T	MODH	-12.6707	45.5928	-3250	14/10/2020	25/01/2021
1T	MONH	-12.5958	45.409	-2017	14/10/2020	25/01/2021
1T	MOAH	-12.9567	45.8192	-3514	15/10/2020	26/01/2021
1T	MOSH	-13.02482	45.45595	-2519	16/10/2020	26/01/2021
1T	MOAI	-12.96217	45.81955	-3524	05/02/2021	08/04/2021
1T	MOCI	-12.7844	45.41142	-1720	05/02/2021	09/04/2021

1T	MODI	-12.6709	45.59175	-3255	05/02/2021	11/04/2021
1T	MONI	-12.5957	45.40913	-2019	05/02/2021	11/04/2021
1T	MOSI	-13.02035	45.45827	-2531	05/02/2021	10/04/2021
1T	MOBI	-12.83334	45.61667	-3012	06/02/2021	07/04/2021
1T	MOAJ	-12.962083	45.820072	-3522	11/04/2021	17/09/2021
1T	MOBJ	-12.841857	45.621687	-3108	12/04/2021	18/09/2021
1T	MOCJ	-12.783872	45.411834	-1667	12/04/2021	19/09/2021
1T	MODJ	-12.671014	45.592899	-3202	12/04/2021	20/09/2021
1T	MOSJ	-13.020879	45.459151	-2531	12/04/2021	22/09/2021
1T	MONJ	-12.596145	45.409351	-1962	13/04/2021	21/09/2021
1T	MODK	-12.67091	45.59275	-3266	21/09/2021	09/03/2022
1T	MONK	-12.595428	45.409294	-2020	21/09/2021	07/03/2022
1T	MOSK	-13.019923	45.459858	-2534	22/09/2021	08/03/2022
1T	MOCK	-12.78379	45.41124	-1723	26/09/2021	07/03/2022
1T	MOBK	-12.84141	45.62439	-3061	27/09/2021	08/03/2022
1T	MOAK	-12.96193	45.82061	-3525	29/09/2021	08/03/2022
1T	MOAL	-12.96261	45.81993	-3384	09/03/2022	15/07/2022
1T	MOCL	-12.78216	45.41169	-1678	09/03/2022	11/07/2022
1T	MODL	-12.66935	45.59237	-3190	09/03/2022	10/07/2022
1T	MOSL	-13.02388	45.45694	-2503	09/03/2022	13/07/2022
1T	MOBL	-12.83954	45.62544	-3115	10/03/2022	17/07/2022
1T	MONL	-12.59502	45.40815	-2000	10/03/2022	09/07/2022
1T	MOCM	-12.783482	45.411355	-1732	14/07/2022	29/03/2023
1T	MOSM	-13.0196	45.460142	-2549	14/07/2022	20/03/2023
1T	MOAM	-12.960768	45.820953	-3524	16/07/2022	30/03/2023
1T	MOBM	-12.842123	45.624897	-3124	20/07/2022	30/03/2023
1T	MODM	-12.67092	45.5931	-3264	21/07/2022	30/03/2023
1T	MONM	-12.59528	45.40803	-2017	22/07/2022	29/03/2023

Table 2: Sismomètres de fond de mer immergés à l'est de Mayotte, entre février 2019 et mars 2023.

Analyse et contexte de la sismicité des 10 premiers mois de la crise sismo-volcanique de Mayotte (2018-2019)

Résumé

La mise en place du 4^e volcan français actif, le Fani Maore à 50 km à l'est de Mayotte est accompagnée d'une crise sismique sans précédent dans cette région, entre le 10 mai 2018 et aujourd'hui. Le taux de sismicité le plus élevé et les séismes de magnitude forte (jusqu'à Mw 5.9) se concentrent lors des premiers mois d'activité, alors que les réseaux de surveillance sont insuffisants.

Ce travail reprend les données sismologiques du 10 mai 2018 au 24 février 2019 afin de construire un catalogue homogène et réduire les incertitudes de localisation. L'analyse de cette sismicité met en évidence l'unicité du phénomène sismo-volcanique à l'est de Mayotte, avec deux essaims distincts mécaniquement différents et une migration du magma sur plusieurs dizaines de kilomètres depuis un réservoir profond.

Ce travail cherche à intégrer l'activité de la chaîne volcanique est-Mayotte dans le contexte régional, et présente une étude de la sismicité le long de l'archipel des Comores.

Mots-clés : Sismologie, sismologie volcanique, essaims sismiques, catalogues de sismicité, volcanisme sous-marin, Fani Maore, Mayotte, archipel des Comores

Summary

The building of the 4th active French volcano, Fani Maore, 50 km east of Mayotte, is accompanied by an unprecedented seismic crisis in this region, between May 10, 2018 and today. The highest rate of seismicity and earthquakes of strong magnitude (up to Mw 5.9) are concentrated during the first months of activity, while the monitoring networks are insufficient.

This work uses seismological data from May 10, 2018 to February 24, 2019 in order to build a homogeneous catalog and lower location uncertainties. The analysis of this seismicity highlights the uniqueness of the seismo-volcanic phenomenon east of Mayotte, with two distinct mechanically different swarms and a migration of magma over several tens of kilometers from a deep reservoir.

This work seeks to integrate the activity of the east-Mayotte volcanic chain in the regional context, and presents a study of seismicity along the Comoros archipelago.

Keywords : Seismology, volcanic seismology, seismic swarms, earthquake catalogs, offshore volcanism, submarine eruption, Fani Maore, Mayotte, Comoros archipelago.