Document public

haa-b

Évaluation d'un niveau d'aléa sismique probabiliste à Mayotte et à la Réunion

h1b-2 d7-h1a

h3a.

hac

.89 3740,46 -625.5

Rapport final



de-hia

hit





Évaluation d'un niveau d'aléa sismique probabiliste à Mayotte et à la Réunion

Rapport final

BRGM/RP-69481-FR

Décembre 2019

Étude réalisée dans le cadre des opérations de Service public du BRGM 2018-2019

D. Bertil, A. Lemoine et A. Roullé

Vérificateur :	Approbateur :
Nom : M. Terrier	Nom : N Taillefer
Fonction :	Fonction : Responsable d'Unité
Date : 30/01/2020	RSV
Signature :	Date : 31/01/2020
to	Signature _A :
	1 States
\mathcal{L}	U u

Le système de management de la qualité et de l'environnement est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Contact : qualite@brgm.fr



Mots-clés : Sismicité, Aléa sismique, Mayotte, Réunion.

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

Bertil D., Lemoine A. et Roullé A. (2019) - Évaluation d'un niveau d'aléa sismique probabiliste à Mayotte et à la Réunion. Rapport final. Rapport BRGM/RP69481-FR, 80 p., 37 fig., 14 tab.

© BRGM, 2019, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Dans la réglementation parasismique française actuelle, la zone de sismicité 3 (modérée) a été attribuée à Mayotte et la zone de sismicité 2 (faible) a été attribuée à La Réunion, par avis d'expert, faute de pouvoir évaluer l'aléa sismique selon une méthode d'évaluation probabiliste (PSHA), du fait du manque de données de sismicité. À la demande de la DGPR, l'aléa sismique est passé en revu pour ces deux départements d'Outre-Mer.

Pour Mayotte, les données de sismicité régionale permettent d'appliquer une démarche d'évaluation d'aléa sismique probabiliste (ou PSHA) avec des conditions de simplification très fortes :

- des zones sismotectoniques très larges pour disposer de suffisament de données de séismes ;
- des délimitations de zone très simplifiées ;
- des choix de relation d'atténuation très larges ;
- des magnitudes maximales arbitrairement imposées en se basant sur un contexte régional élargi (Afrique de l'Est + Océan Indien).

Une seule zone sismique est prise pour l'ensemble des Comores et Mayotte. Un catalogue de sismicité régionale 1900-2018 a été constitué couvrant les Comores, le Canal du Mozambique, Madagascar et l'Océan Indien jusqu'à 60°E. Le choix de modèles d'atténuation a pu s'effectuer avec l'aide des données de 2018 de la crise sismo-volcanique de Mayotte.

Les résultats du PSHA indiquent pour 10 % de probabilité à 50 ans (475 ans), un **pga de 0.13 g en valeur moyenne, 0.09 g en percentile 15 % et 0.18 g en percentile 85 %**. La plage d'incertitude est plus large que la gamme de pga correspondant à la zone 3 (0.11g-0.16 g). En valeur moyenne, la position de Mayotte en **zone de sismicité 3 est confirmée**. La crise volcano-tectonique de 2018-2019 ne remet pas en question ce résultat. Cependant le niveau de connaissance reste encore très insuffisant et ce PSHA simplifié ne représente qu'un ordre de grandeur.

Pour La Réunion, les données de sismicité sont encore moins nombreuses que pour la zone de Mayotte. L'évaluation d'aléa ne peut être que qualitatif sans PSHA même simplifié. La sismicité historique et instrumentale locale et régionale est passée en revue ainsi que la sismicité ressentie. Le contexte sismo-tectonique de point chaud est comparé à celui d'Hawaï. L'aléa sismique d'Hawaï est beaucoup plus élevé qu'à la Reunion et ne peut pas servir de référence pour la Réunion. L'activité sismique de la Réunion est faible et aucun élément ne permet de remettre en question le placement en zone de sismicité 2.

Sommaire

1.	Cad	lre de l'étude	. 9
2.	Aléa	a sismique de Mayotte	11
	2.1	PRINCIPE DE LA DÉMARCHE	11
	2.2	CATALOGUE DE SISMICITÉ	14
		2.2.1 Sismicité historique avant 1900	14
		2.2.3 Sismicité instrumentale	18
	2.3	CADRE SISMOTECTONIQUE RÉGIONAL	24
	2.4	ZONAGE SISMOTECTONIQUE	27
		2.4.1 Zone Comores-Mayotte-Bancs de Geyser et Leven	28
		2.4.2 Bordure Orientale de la plaque Rovuma	29
		2.4.3 Le bloc continental de Madagascar	29
		2.4.4 Les zones intraplaques oceaniques	31
	2.5	PARAMÈTRES D'ACTIVITÉ SISMIQUE DES ZONES	31
		2.5.1 Activité (λ,β)	31
		2.5.2 Profondeurs	34
		2.5.3 Magnitudes maximales	35
	2.6	SÉLECTION DE RELATIONS D'ATTÉNUATION	36
		2.6.1 Recherche bibliographique	36
		2.6.2 Comparaison de GMPE et des PGA de la crise de Mayotte	37
	2.7	CALCUL DE PSHA	41
		2.7.1 Méthodologie de calcul	41
		2.7.2 Paramètres d'arbre logique et prises en compte des incertitudes	42
		2.7.3 Résultats	42
		2.7.4 Desagregation de l'alea	45 76
			40
3.	Aléa	a sismique de la Réunion	51
	3.1	PRINCIPE DE LA DÉMARCHE	51
	3.2	CATALOGUE DE SISMICITÉ	51
		3.2.1 Sismicite historique	51
		3.2.2 Sismicité ressentie	52
		3.2.3 Sismicité instrumentale régionale	52
		3.2.4 Sismicité instrumentale locale	55

 3.3 SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE DU CONTEXTE TECTONIQUE RÉGIONAL 3.3.1 Dorsales océaniques et bassin des Mascareignes 3.3.2 Le point chaud 3.3.3 L'île de la Réunion et le Piton de la Fournaise 	58 58 59 60
3.4 COMPARAISON AVEC HAWAÏ 3.4.1 Contexte tectonique d'Hawaï	61 61
 3.4.2 La sismicité d'Hawaï 3.4.3 L'aléa sismique d'Hawaï 3.4.4 Comparaisons entre Hawaï et la Réunion 	63 67 68
4. Conclusions	71
4.1 CONCLUSIONS POUR L'ALÉA SISMIQUE DE MAYOTTE4.2 CONCLUSIONS POUR L'ALÉA SISMIQUE DE LA RÉUNION	71
5. Références bibliographiques	73

Liste des figures

Figure 1 :	Principaux séismes ressentis à Mayotte depuis 1930 jusqu'en 2017	.17
Figure 2 :	Catalogue de sismicité régionale	.19
Figure 3 :	Comparaison entre magnitude mb et magnitude Mw pour le catalogue régional 1900-2018	.20
Figure 4 :	Comparaison entre magnitude M du BRGM (pour les séismes de la crise de Mayotte) et les magnitude mb de l'USGS (à droite) et Mw de GCMT (à gauche)	.21
Figure 5 :	Nombre cumulé de séismes pour les classes de magnitude de 4.0 à 6.0 par incrément de 0.5.	.23
Figure 6 :	Catalogue régional 1900-2018, complet et déclustérisé	.24
Figure 7 :	Contexte tectonique de l'Est africain, d'apres Stamps et al. (2018)	.25
Figure 8 :	Zonage, tracés des zones	.28
Figure 9 :	Zonage pour le bloc continental de Madagascar	.30
Figure 10 :	Paramètres d'activité sismique de la zone 3 - Comores. A gauche avec Mw=6.5 pour la crise de 2018 ; à droite avec Mw=5.9 pour la crise de 2018	.34
Figure 11 :	Pga de YTMZ et GMPE pour la crise de 2018 et M=4.0 (en abscisse distance hypocentrale en km, en ordonnée PGA en mg)	.38
Figure 12 :	Pga de YTMZ et GMPE pour la crise de 2018 et M=5.0 (en abscisse distance hypocentrale en km, en ordonnée PGA en mg)	.39
Figure 13 :	Pga de YTMZ et GMPE pour la crise de 2018 et M=5.9 (en abscisse distance hypocentrale en km, en ordonnée PGA en mg)	.40
Figure 14 :	Arbre logique et itérations de Monte-Carlo	.42
Figure 15 :	Courbes d'aléa pour l'accélération PGA et pour M0=4	.43
Figure 16 :	Spectre d'aléa uniforme (valeur moyenne, médiane, percentiles 15% et 85%) pour la période de retour 475 ans.	.44
Figure 17 :	Désagrégation par zones sources de l'aléa à 475 ans pour le PGA et la relation d'atténuation a10	.45
Figure 18 :	Désagrégation par couple magnitude-distance de l'aléa à 475 ans pour le PGA et la relation d'atténuation a10	.46
Figure 19 :	Répartition des incertitudes sur l'ensemble arbre logique + Monté-Carlo Les lignes continues et pointillées montrent le résultat sur tout l'arbre logique (moyenne, médiane, centiles 15 %, 85 %). En abscisse, les numéros indiquent chaque branche de l'arbre logique (une branche par GMPE). Les valeurs moyennes et médianes des 100 itérations de chaque branche sont données respectivement par les points verts et losanges bleus. Les lignes verticales bleues indiquent les incertitudes sur chaque branche (entre percentile 15 % et 85 %)	.47
Figure 20 :	3 modèles de zonage pour la zone Z3 –Comores, en haut modèle utilisé pour le calcul, au milieu alternative n°1 : limites s'appuyant sur la bathymétrie, alternative n°3 : limites simplifiées englobant la sismicité	.49
Figure 21:	Sismicité dans le Bassin des Mascareignes à partir du catalogue 1900-2018	.54
Figure 22:	Réseau sismologique permanent de l'OVPF-IPGP	.55
Figure 23 :	Localisation des épicentres en Septembre 2019 (bulletin OVPF)	.56
Figure 24 :	Sismicité 1998-2004 à la Réunion d'après Michon et al. (2007). Les points noirs indiquent les stations sismiques du Piton de la Fournaise	.57
Figure 25 :	Contexte géodynamique de la Réunion (d'après Lenat, 2016)	.58
Figure 26 :	Trace du Hot-spot entre le plateau du Deccan en Inde et la Réunion (d'apres Mahoney et al ; 2002) Lers points noirs representent la position du point chaud tous les 10 Ma	.60
Figure 27 :	Bathymétrie et anomalie gravimétrique autour de la Réunion (Lénat, 2016)	.60
Figure 28 :	La chaîne volcanique de la ride d'Hawaii et des monts Empereurs au cœur de : la Plaque Pacifique (Tilling et al. 2010)	.61

Figure 29 :	Les îles d'Hawaï d'après Tilling et al. (2010). En rouge les éruptions volcaniques des deux derniers siècles concentrées sur l'île d'Hawaï et sur le volcan sous-marin Lō'ihi	52
Figure 30 :	Schéma du Hot-spot d'Hawaï et de la formation de la chaîne volcanique depuis 5 ma (Tilling et al., 2010)	52
Figure 31 :	Les volcans de l'île Hawaï et la sismicité historique (magnitudes supérieures à 6.0) d'après Klein (2016). En rouge les séismes profonds dans le manteau supérieur	33
Figure 32 :	Épicentre du séisme de mai 2018 Mw6.9 (Liu et al., 2018)	34
Figure 33 :	profondeur des séismes sous l'île d'Hawaï (d'après Klein, 2016)	35
Figure 34 :	Séismes reliés à la flexure de plaque sous Hawaï (d'après HVO sur https://www.bigislandvideonews.com/2019/02/15/volcano-watch-offshore-hawaii-earthquakes- explained/)	36
Figure 35 :	Modèle sismo-tectonique de Klein (2016)	37
Figure 36 :	Aléa sismique de l'Archipel d'Hawaï à 2500 ans ou 2% de probabilité sur 50 ans (https://www.usgs.gov/media/images/2014-seismic-hazard-map-hawaii)	38
Figure 37 :	Schéma de Michon et al. (2007) sur la flexure lithosphérique au dessus d'un panache mantellique	39

Liste des tableaux

Tableau 1 :	Observations de séismes à Mayotte du XVIIème au XIXème siècle (Hachim, 2004)	14
Tableau 2 :	Séismes ressentis à Mayotte entre 1930 et la crise de 2018. Les colonnes Ma, Aj, Mo, GC indiquent Mayotte, Anjouan, Mohéli, Grande Comore. Les étoiles indiquées sur ces colones indiquent si le séisme a été ressenti dans une de ces îles. D indique qu'il y a eu des dommages.	16
Tableau 3 :	Équivalence des moments mb et Mw	20
Tableau 4 :	Classes de magnitude et dates à partir desquelles le catalogue est considéré complet	22
Tableau 5 :	Zones prises en compte dans le zonage	27
Tableau 6 :	Paramètres d'activité sismique pour les 11 zones	33
Tableau 7 :	Calcul d'activité sismique par regroupement de zones	.33
Tableau 8 :	Paramètres d'activité sismique pour le zonage	35
Tableau 9 :	Synthèse des études régionales et des relations GMPE utilisées	37
Tableau 10 :	Valeurs d'accélérations PGA pour les 3 périodes de retour – M0=4	43
Tableau 11 :	Spectre d'aléa uniforme pour une période de retour de 475 ans (valeur moyenne, médiane et percentiles 15 %, 85 %)	44
Tableau 12 :	Répartition des incertitudes sur l'ensemble arbre logique + Monté-Carlo	47
Tableau 13 :	PGA à 475 ans pour les 3 modèles de zone de la zone Z3-Comores	49
Tableau 14 :	Séismes à proximité de la Réunion d'après le catalogue instrumental 1900-2018 ; les magnitudes sont mb, ms, ml ou md et les localisations proviennent de l'Observatoire de Tananarive (TAN), du CTBT (IDC) , NEIC et ISC	52

1. Cadre de l'étude

Depuis la départementalisation en 2011 et la parution des décrets et de l'arrêté du 22 octobre 2010, la réglementation parasismique française s'applique à Mayotte et à La Réunion. En application de l'article D.563-8-1 du Code de l'environnement, Mayotte est placée en zone de sismicité modérée (zone de sismicité 3) et La Réunion en zone de sismicité faible (zone de sismicité 2). Or l'établissement de ces zones de sismicité n'a pas pu être établi à partir d'une étude d'aléa sismique probabiliste détaillée (à la différence du territoire de la France hexagonale ou de celui des Antilles françaises).

Le contexte sismotectonique autour de Mayotte et de l'Archipel des Comores reste encore aujourd'hui mal connu. La zone est sismiquement active. Avec plusieurs séismes de magnitude 5.0 ou plus dans la région dont le séisme de 1993 qui a occasionné des dommages au bâti à Mayotte, et 7 séismes ressentis dans l'île entre 2011 à 2017, la question de la place de Mayotte dans le zonage sismique réglementaire pouvait se poser. La crise sismo-volcanique depuis Mai 2018 renforce ce questionnement.

Une étude du BRGM de Terrier *et al.*, (2000) sur l'aléa sismique de Mayotte, donnait des valeurs de pga pour le SMHV (Séisme Maximum Historiquement Vraisemblable) et le SMS (Séisme Maximum de sécurité) selon une méthode déterministe. Les mouvements de références obtenus (0.16 g pour SMHV et 0.25 pour SMS) n'étaient applicables qu'aux installations classées et ne se rapportaient pas à une période de retour de 475 ans. Si la crise sismique de 2018 n'a pas dépassé ses valeurs de pga, elle remet en question non seulement le zonage réglementaire, mais aussi le mouvement de référence à prendre pour les installations classées.

À La Réunion, le contexte est mieux connu, la sismicité observée est beaucoup plus faible que dans la région qu'à Mayotte. Mais là aussi, l'attribution de la zone de sismicité semble mériter d'être réétudiée à la lumière des connaissances actuelles.

Dans ces zones de sismicité faible à modérée, disposant de moins de données qu'en France hexagonale, et pour lesquelles il n'est pas estimé possible *a priori* de pouvoir faire des évaluations d'aléa probabiliste dans les règles de l'art, deux questions centrales peuvent néanmoins se poser :

- peut-on appliquer des méthodes simplifiées pour évaluer l'aléa sismique ? Avec quel niveau d'incertitude ?
- l'état de connaissance actuel permet-il, au minimum, de disposer d'arguments scientifiques plus solides pour attribuer un niveau de sismicité réglementaire pour ces départements ?

L'étude a pour objectif de répondre à ces deux questions. Elle se compose de deux parties.

Pour Mayotte, les données semblent permettre de raisonner de façon quantitative. On propose une démarche de traitement de données permettant d'aller jusqu'à une Évaluation d'Aléa Sismique Probabiliste (ou PSHA : Probabilistic Seismic Hazard Assessment). Du fait des nombreuses hypothèses, des simplifications et incertitudes, le résultat ne peut être assimilé à un PSHA dans les règles de l'art. Les propositions d'aléa sismique données ici ne sont qu'un niveau de base avec l'état de connaissance actuel, tentant d'appuyer de façon quantitative les avis d'experts. Les évaluations d'incertitudes (centiles 15 %-85 %) sont à considérer au même niveau que la valeur moyenne.

Le chapitre 2 détaille la démarche et les analyses qui en résultent.

Pour la Réunion, les données ne permettent pas un raisonnement similaire à celui suivi pour Mayotte. On reste dans une démarche qualitative d'avis d'expert. Pour cela, on effectue une synthèse bibliographique de la sismicité historique, des données macrosismiques disponibles et de la sismicité instrumentale. La bibliographie récente du contexte tectonique régional est également revue.

L'Archipel d'Hawaï est souvent cité comme comparable à la Réunion du fait d'un contexte de point chaud en milieu intraplaque océanique. Pourtant le niveau de sismicité y est bien plus élevé. Des recherches bibliographiques sont effectuées pour voir qu'est ce qui permettrait d'expliquer une telle différence d'activité sismique.

Cette analyse sur la Réunion est détaillée au Chapitre 3.

Les principales conclusions sont résumées au Chapitre 4.

2. Aléa sismique de Mayotte

2.1 PRINCIPE DE LA DÉMARCHE

Pour faire un PSHA il est nécessaire de disposer :

- d'un catalogue de sismicité, couvrant une période de temps suffisamment grande pour que son contenu soit représentatif de l'activité sismique régionale ;
- d'un ou de plusieurs modèles de zonages sismotectoniques dans lequel on peut distinguer des zones où les caractéristiques d'activité sismique soient homogènes ;
- de relations d'atténuations (ou GMPE pour Ground Motion Prediction Equation) qui soient adaptées au contexte sismotectonique.

Or dans ce type de zone de sismicité faible à modérée :

- le catalogue de sismicité est souvent insuffisant :
 - avec peu de stations sismiques régionales pour détecter la sismicité proche de faible magnitude,
 - avec des périodes d'observation de la sismicité plus courtes qu'ailleurs (quelques dizaines d'années seulement, voire moins pour les faibles magnitudes),
 - avec des incertitudes sur les localisations et les magnitudes qui peuvent être fortes (plusieurs dizaines de kilomètres pour les localisations);
- le zonage sismotectonique est imprécis :
 - les limites de zones sismotectoniques sont mal connues (particulièrement en mer comme c'est le cas pour Mayotte),
 - les grandes structures majeures ne sont pas ou sont mal cartographiées,
 - l'activité sismique de chaque zone est difficile à évaluer (les données sont insuffisantes pour estimer une relation de type Gutenberg-Richter; la magnitude maximale possible est inconnue),
 - à Mayotte le contexte est encore sujet à discussions :
 - nature de la croûte : océanique ou bordure continentale (la profondeur du Moho n'est pas connue) ?
 - contexte vis-à-vis du Rift Est Africain et de la séparation entre les plaques nubiennes et somaliennes ?
 - contexte vis-à-vis de l'origine de l'activité volcanique (et notamment celle de la crise de 2018-2019) ?
- <u>on ne dispose pas de données de mouvements forts</u> pour définir ou choisir une relation d'atténuation adaptée à la région ;
 - l'incertitude épistémique liée au choix des relations d'atténuation doit impacter fortement l'incertitude sur l'aléa sismique.

Dans de telles conditions, il n'est pas étonnant qu'aucune étude d'aléa sismique probabiliste couvrant cette région du sud-est de l'Afrique et le Canal du Mozambique ne prennent en compte cette zone des Comores.

La présente étude ne prétend pas fournir un aléa sismique avec une valeur précise d'accélération attendue pour une période de retour fixée. La démarche adoptée et les données disponibles obligent à définir des hypothèses simplificatrices avec de larges incertitudes.

Le résultat obtenu est à prendre comme un ordre de grandeur possible du niveau d'aléa, accompagné d'une marge d'incertitude associée aux hypothèses. Il est accompagné d'une étude de sensibilité pour identifier quels sont les paramètres les plus sensibles au calcul.

La crise sismo-volcanique de Mayotte de 2018-2019 a apportée de très nombreuses données supplémentaires qui ont été rajoutée au catalogue de sismicité (jusqu'au 31/12/2018) et qui ont servi à l'analyse du choix des GMPE. Elle apporte cependant des questions supplémentaires : s'agit-il du même contexte sismotectonique que l'ensemble de la région ou cela doit il être traité de façon isolé ? Comment prendre un compte un essaim sismique dans une étude d'aléa probabiliste, etc... ?

Les recherches scientifiques qui auront lieu dans les prochaines années suite à ce phénomène sismo-volcanique de 2018-2019 vont sans doute fortement améliorer le niveau de connaissance de la région, avec des interprétations plus pertinentes pour améliorer l'aléa sismique de Mayotte.

Les propositions d'aléa sismique données ici ne sont qu'un niveau de base avec le niveau de connaissance actuel, tentant d'appuyer de façon quantitative les avis d'experts. Les évaluations d'incertitudes (centiles 15 %-85 %) sont à considérer au même niveau que la valeur moyenne.

La démarche adoptée concerne des hypothèses simplificatrices sur les 3 étapes de mise en place du PSHA.

Pour le catalogue de sismicité :

Le catalogue de sismicité pris en compte est le plus large possible : en durée (de 1900 à 2018) mais aussi en étendue spatiale (depuis le rift Est-Africain vers 35°E jusqu'à l'Océan Indien vers 60°E). Les données sont éloignées de Mayotte (au-delà de 400 km jusqu'à plus de 2 000 km) mais elles permettent de mieux définir un certain nombre de facteurs :

- plus de données pour des conversions empiriques entre magnitudes mb et magnitude de moment Mw (en supposant une homogénéité régionale);
- des informations sur les paramètres d'activité sismique de ces régions, permettant de voir s'il y a cohérence ou non avec les données Mayotte ;
- des informations sur les magnitudes maximales observées ;
- certains des paramètres, mal définis à l'échelle des Comores, pourront être estimés par comparaisons sur l'ensemble du catalogue.

Pour le zonage sismotectonique :

Il n'y a pas suffisamment d'éléments pour faire un zonage avec des zones pour chaque île des Comores ayant des caractéristiques d'activité sismique différentes. Une seule zone est considérée pour l'ensemble des Comores, y compris Mayotte. Il y a donc 2 hypothèses fortes :

- l'homogénéité de la sismicité sur l'ensemble des Comores ;
- le choix de limites de zone qui est nécessairement arbitraire.

Une étude de sensibilité sur plusieurs possibilités de délimitation a été faite.

Le zonage sismique pris en compte couvre une zone beaucoup plus large allant jusqu'aux limites du catalogue de sismicité (des côtes du Mozambique à l'Océan Indien à l'Est de Madagascar). Ces zones plus éloignées ne vont pas influer sur l'aléa sismique de Mayotte. Elles permettent de mieux cerner l'activité sismique des Comores dans son contexte régional (voir les différences de niveau d'activité, comparer les paramètres de Gutenberg-Richter, justifier les magnitudes maximales...).

Pour les relations d'atténuation (GMPE)

Il n'y a pas de GMPE spécifique pour la région. C'est la plupart du temps le cas pour les zones de sismicité faible à modérée. Généralement, on va rechercher des GMPE existantes adaptées au même contexte sismotectonique, issus d'autres régions ou issues de données mondiales. Plusieurs GMPE sont alors choisis pour couvrir l'incertitude épistémique.

Dans le cas de Mayotte, il n'est pas possible de procéder comme dans un PSHA classique car le contexte sismotectonique reste incertain :

- Mayotte n'est pas située au sens strict en zone crustale active superficielle. De plus la plupart des GMPE concerne des zones continentales alors que dans le cas de ce PSHA les zones sont principalement de type océaniques ;
- Mayotte n'est pas située en zone continentale stable, mais en mer et il n'existe pas de GMPE pour les zones océaniques stables.

Il conviendrait ainsi de trouver des relations spécifiquement établies pour des contextes en zone volcanique océanique car cela correspondrait en partie au contexte. Il n'existe, à notre connaissance, qu'une seule loi de ce type : Atkinson (2010) pour Hawaï. Son application à Mayotte reste discutable dans la mesure où le niveau de sismicité est plus fort à Hawaï qu'à Mayotte.

Le choix des GMPE possibles est donc très large car le contexte sismotectonique ne correspond pas aux typologies qu'on recherche classiquement (zone active superficielle continentale, zone continentale stable, subduction...).

La démarche pour le choix de GMPE est donc la suivante :

- recherche dans la bibliographie, des GMPE utilisés pour les études d'aléa sismique dans l'Est Africain. On restera sur les études récentes (des 10 dernières années) ;
- sélection de GMPE parmi celles-ci, et de la relation Atkinson (2010) pour Hawaii ;
- comparaison des GMPE selectionnées avec les données de PGA enregistrés à Mayotte. On ne gardera que quatre GMPE qui paraissent les plus compatibles avec ces données. On respectera les domaines de validité indiquées pour chaque relation.

2.2 CATALOGUE DE SISMICITÉ

2.2.1 Sismicité historique avant 1900

On a une vision tres incomplète de la sismicité historique de Mayotte et des Comores.

Les informations les plus anciennes proviennent d'une étude de Hachim (2004, Tableau 1). Il s'agit de témoignages recueillis auprès de la population, mais d'après des souvenirs transmis sur plusieurs générations. On remonte ainsi jusqu'au XVII^{ème} siècle pour certains événements. Ce type d'information est malheureusement invérifiable, d'autant plus que cela concerne des séismes ayant pu occasionnés des dommages plutôt modérés dont on ne conserve aucune trace et sans aucune archive écrite. Aucune autre source historique n'a été trouvé pour ces séismes de 1606, 1679, 1788 et 1791. Ces informations restent à confirmer. Du fait de distances inférieures à 100 km entre les îles, des séismes suffisamment forts pour occasionner des dommages, même sur des bâtiments particulièrement vulnérables, doivent être ressentis aussi dans les autres îles (voir aussi Tableau 2).

Commune	Village	Année	Commentaire
M'tsamboro	M'tsamboro	1606	C'est le séisme le plus ancien que nous avons retrouvé. La mosquée fut détruite entièrement ainsi que la jetée. Bwana Fumu fit reconstruire la mosquée au même endroit.
Tsingoni	Tsingoni	1679	Séisme ayant entrainé la destruction de la mosquée. Tombeau fissuré.
Tsingoni	Tsingoni	1679	Mouvement de terrain 3 jours après le séisme. Des cases emportées.
Sada	Sada	1788	Mosquée fissurée et mouvement de terrain à Domoeli. Maisons inclinées.
Tsingoni	Tsingoni	1788	Une petite secousse a anéanti les efforts faites lors de la restauration précédente.
Sada	Sada	1791	Mosquée de Domoeli fissurée. Nous n'avons pas eu d'information à propos des habitations
Tsingoni	Tsingoni	1791	Le sultan a proposé le déplacement du village, la population a refusé.
Mamoudzou	Koualé	1829	Séisme déformant des maisons dans le village. Il a fissuré la mosquée et a détruit la maison de la famille du sultan Issa.
Mamoudzou	Koualé	1829	Des maisons étaient inclinées à cause des mouvements de terrain induits par le séisme.
Mamoudzou	M'Tsapéré	1829	2 maisons détruites. Une dizaine de maisons fissurées. Pas de victime.
Mamoudzou	M'tsapéré	1829	Une maison engloutie par un mouvement de terrain induit par le séisme de cette même année.
Mamoudzou	M'tsapéré	1829	Mosquée fissurée à cause de ce séisme. Elle a été consolidée la même année.
Sada	Sada	1829	Séisme ressenti ici. Mais la mosquée était déjà détruite et les habitations en dur abandonnées.

Tableau 1 : Observations de séismes à Mayotte du XVII^{ème} au XIX^{ème} siècle (Hachim, 2004).

Une source écrite de Cassini en 1786 mentionnée par Lambert (1997) indique un tremblement de terre aux Comores le 8 mai 1786. Les témoignages rapportés à Mayotte pour l'année 1788 avec beaucoup d'incertitudes pourraient se rapporter à ce séisme.

Le séisme de 1829 avec des témoignages à Koualé, M'Tsapéré, Sada est mentionné par deux sources écrites Gevrey (1870) et Vienne (1900). Il y a cependant sur cette même période supposée de février 1829, un cyclone dans l'Océan Indien avec des destructions importantes à la Réunion. Les témoignages de 1829 pourraient être liées au cyclone plutôt qu'à un séisme. C'est la conclusion de Lambert (1997).

Hachim (2004) ne cite aucun autre séisme au XIX^{ème} siècle. Gevrey (1870) parle de lègères secousses en 1865 en Grande Comore.

Les notes de Montessus de Ballore (1905) recensent les principales crises volcaniques du Karthala en Grande Comore et des secousses ressenties associées aux éruptions notamment en Avril 1880, février 1904 et Août 1904. Gevrey (1870) parle également de secousses ressentielors de l'éruption de Juin 1808.

2.2.2 Sismicité historique et ressentie à partir de 1900

Entre les années 1930 et 1960, l'Observatoire de Tananarive produit des bulletins réguliers de séismes ressentis à Madagascar et ses dépendances, dont les Comores et Mayotte. Ces bulletins sont diffusés dans les Comptes rendus de l'Académie Malgache et repris dans les Annales de Physique du Globe de Strasbourg. Des informations complémentaires peuvent être trouvés dans les journaux de Madagascar de l'époque comme par exemple pour le séisme de Janvier 1936 avec des dommages à Mayotte.

À partir des années 1960, on n'a plus le relevé régulier de l'Observatoire de Tananarive. À partir de 1978, l'Observatoire de Tananarive dispose d'un réseau de stations sismiques autour de Tananarive qui capte les séismes des Comores de Magnitude supérieure à 4.0. On dispose alors sur la période 1978-1996 d'un catalogue de sismicité instrumental régional. On n'a plus accès aux catalogues de l'Observatoire depuis 1996. Les informations de sismicité instrumentale proviennent des catalogues internationaux (NEIC-USGS, ISC, puis plus récemment GFZ) avec des seuils de détection proches de magnitude 4.5.

À partir des années 1990, la sismicité ressentie à Mayotte est signalée par la presse locale. Quelques informations sont détaillées dans Lambert (1997) ou sur le site SISFRANCE-Océan Indien (2010) BRGM <u>http://www.sisfrance.net/Reunion/index.asp</u>

Date	Heure	Lat.	Long.	Magnitude source Ma Aj Mo GC Région épicent		Région épicentrale				
16/01/1936	10:58:00.0	-12.7	44.95		SISFRANCE	*D	*D * * *		*	Mayotte
16/01/1936	15:00:00.0				Annales IPGS	*				Mayotte
08/04/1937	01:07:00.0				Annales IPGS	*				Mayotte
14/09/1938	20:43:46.0	-12.55	44.2		SISFRANCE	*	*	*		entre Anjouan et Mayotte
11/08/1941	23:06:38.0				SISFRANCE	*				Mayotte
06/11/1941					SISFRANCE	*				Mayotte
29/04/1952	06:07	-14.7127	44.2356	6.0Mw	Annales IPGS	*				Canal du Mozambique
15/07/1960	05:02	-12	45		Rothé (1962)	*	*	*		Comores
23/04/1993	16:35	-13.8421	44.9884	4.9mb	ISC	*				Sud de Mayotte
01/12/1993	04:22.3	-12.8037	44.7497	5.2mb	ISC	*D				Mayotte
23/09/2001	17:57:47	-12.29	45.438	4.1mb	ISC	*				Nord Est de Mayotte
09/09/2011	13:25:04.2	-12.671	44.800	5.0Mw	ISC	*	*	*		Mayotte
12/12/2013	18:20:00.0	-12.500	45.800	4.3estimation	brgm	*				vers Geyser Bank
01/10/2015	21:47:10.0	-12.475	44.524	4.6mb	NEIC	*	*			Sud d'Anjouan
21/09/2016	01:08:44.2	-12.470	43.270	5.2Mw	NEIC	*	*	*	*?	Mohéli
27/10/2016	06:02:00.0	-12.670	45.100	3.5estimé	brgm	*				Mayotte
01/12/2016	07:37:00.0			4.3estimé	brgm	*				Sud de Mohéli
28/06/2017	09:43:02.0	-13.29	45.07	4.3estimé	brgm	*				Mayotte

Tableau 2 : Séismes ressentis à Mayotte entre 1930 et la crise de 2018. Les colonnes Ma, Aj, Mo, GC indiquent Mayotte, Anjouan, Mohéli, Grande Comore. Les étoiles indiquées sur ces colones indiquent si le séisme a été ressenti dans une de ces îles. D indique qu'il y a eu des dommages.

Depuis les années 1930, on recense 18 séismes ressentis à Mayotte :

- deux ont occasionné des dommages : 1936, 1993 ;
- cinq sont ressentis sur plusieurs îles : 1936, 1938, 1960, 2011, 2016 ;
- sur les 6 ressentis depuis 2013, 4 ne sont pas détectés par les réseaux internationaux ;
- les séismes ressentis ne viennent pas tous du même endroit : on en a aussi bien au nord, à l'ouest, à l'est ou au sud de Mayotte, dans des gammes de distances variées entre 17 et 200 km ;
- à noter que 3 des principaux séismes, 1936, 1993, 2011, proviennent d'une même zone à l'ouest de Mayotte.



Figure 1 : Principaux séismes ressentis à Mayotte depuis 1930 jusqu'en 2017.

2.2.3 Sismicité instrumentale

a) Catalogue de sismicité 1900-2018

Nous avons constitué un catalogue de sismicité depuis 1900 jusqu'au 31 décembre 2018 à partir des localisations de l'ISC, complété par le catalogue de sismicité de Madagascar de l'Observatoire de Tananarive (Ratondrainibe 1977, pour 1974-1977, Bertil & Regnoult 1998, pour 1978-1996) et par le catalogue de Bertil et *al.* (2019) pour l'essaim sismique de Mayotte (magnitudes supérieures à 4.0). Pour la période 1900-1963 les 31 séismes mentionnés sont les localisations instrumentales du catalogue ISS repris par l'ISC, mis à jour pour certains par des localisations plus récentes de ISC-GEM (10 séismes).

Les magnitudes Mw sont celles de GCMT (Dziewonsky *et al.,* 1981; Ekstrom *et al.,* 2012) complétées pour les années antérieures à 1980 par ISC-GEM et par quelques études particulières (Grimison & Chen (1988), Barth *et al.,* (2007)).

Le catalogue couvre :

- la région des Comores et du sud du Bassin de Somalie ;
- le canal du Mozambique et la sismicité associée à la ride de Davie ;
- Madagascar;
- l'océan indien entre Madagascar et la longitude 60°E, couvrant ainsi les îles Mascareignes ;
- la partie intracontinentale du Rift Est Africain entre 35°E et 40 °E.

Les limites sont en longitude 35°E – 60°E, en latitude 2°S-26°S.

Le catalogue (Figure 2) contient 4 002 séismes dont :

- 328 sans magnitude ;
- 1 026 séismes de magnitude Mw entre 1 et 3 ;
- 2 648 entre les magnitudes Mw 3 et 6 ;
- 10 séismes de magnitude supérieure à 6.0.



Figure 2 : Catalogue de sismicité régionale.

b) Unification des magnitudes

Les séismes de ce catalogue 1900-2018 ont des estimations de magnitude données dans différentes échelles (magnitude de surface Ms pour les séismes anciens, magnitude de moment Mw, magnitude de volume mb, magnitude locale MI, magnitude de durée Md...). Des règles de conversions sont nécessaires pour unifier les magnitudes.

• Mw

Le catalogue est unifié en magnitude de moment Mw. Seuls 112 événements ont une magnitude Mw calculée directement. Celles-ci sont conservées sans aucunes modifications.

• Conversion mb-Mw

Nous utilisons une relation empirique spécifique pour tranformer la magnitude d'onde de volume mb en Mw. La relation est basée sur 100 séismes de magnitude Mw entre 4.7 et 6.5 et est représentée sur la Figure 3 :

Mw=0.822*mb+1.04 avec R²=0.72



Figure 3 : Comparaison entre magnitude mb et magnitude Mw pour le catalogue régional 1900-2018.

Selon cette relation, Mw est supérieur à mb entre 4.0 et 5.3 ; mb et Mw sont à peu près équivalents entre 5.4 et 6.0 (Tableau 3).

mb	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5
Mw	4.3	4.7	5.1	5.5	6.0	6.4

Tableau 3 : Équivalence des moments mb et Mw.

Cette relation empirique n'est pas fiable pour les magnitudes mb \leq 4.0, faute de comparaison possible avec Mw. Par défaut, on appliquera Mw=mb pour mb \leq 4.0.

Pour les séismes du catalogue de Madagascar de Bertil & Regnoult (1998), les magnitudes (à l'origine des magnitudes locales MI et de durée Md) ont déjà été uniformisées en mb (par rapport aux magnitudes mb de l'USGS). On considèrera que la conversion mb-Mw définie plus haut est valable aussi pour ces séismes là.

• Conversion MI ou Md en Mw

Les séismes de certains réseaux régionaux sont donnés en MI ou Md. Les magnitudes sont majoritairement inférieures à 4.0. Dans ce cas, il n'est pas possible de définir une relation de conversion MI-Mw ou Md-Mw. Si pour ces séismes, des magnitudes mb existent, elles sont utilisées préferentiellement et la conversion mb-Mw est appliquée. Pour les autres séismes où seul MI ou Md est disponible, on appliquera arbitrairement Mw=MI ou Mw=Md.

Pour certains séismes anciens de Kenya et Tanzanie avec des estimations de Magnitude MI des réseaux sismiques locaux LWI ou BUL, on constate que ces valeurs de MI sont largement surestimées par rapport à mb ISC. (Exemple 14/10/1967, mb ISC=4.8 ; MI BUL=5.7).

Étant donné que le seuil de détection des séismes de l'ISC/USGS est de l'ordre de la magnitude 5.0, il est fort probable que les séismes recensés dans les catalogues locaux avec uniquement une magnitude Md et Ml, mais qui ne sont pas recensés par les organismes internationaux, ont une magnitude inférieure à 5. Ainsi pour tenir compte de ces quelques forts séismes (4 ou 5), et comme il est impossible dans ce cas d'établir une corrélation avec une magnitude Mw, il a été décidé d'attribuer arbitrairement une magnitude Mw=4.99 pour ces séismes.

• Magnitudes locales de la crise de Mayotte

La crise sismo-volcanique qui a débuté en mai 2018 à 50 km à l'est de Mayotte a générée plusieurs milliers de séismes entre magnitude 3.5 et 5.9 et la zone est toujours active en décembre 2019. Une description détaillée de la crise est donnée par Lemoine *et al.* (2019) et le suivi de l'essaim sismique par le BRGM a permis de constituer un catalogue de sismicité mai 2018- Avril 2019 (Bertil *et al.*,2019) intégré dans notre catalogue jusqu'en décembre 2018.

En début de crise, des magnitudes locales ont été estimées à partir des valeurs de PGA sur les composantes horizontales de l'accéléromètre YTMZ situé à Mamoudzou. Par la suite, des estimations de magnitude Mlv et Mlh sont effectuées lors des localisations effectuées avec le logiciel Seiscomp (<u>https://www.seiscomp3.org/</u>) et toutes les stations disponibles à moins de 700 km. Les paramètres de calcul Mlh et Mlv ont été calés par rapport à la magnitude de PGA de début de crise. La magnitude M du catalogue Bertil et *al.* (2019) utilisée ici est donc, selon disponibilité, soit une magnitude de pga (début de crise) soit une magnitude M = moyenne (Mlh, Mlv).

Pour les plus forts séismes cette magnitude est cohérente avec les Mw calculées par GCMT ; elle est légèrement supérieure à mb estimée par l'USGS.



Figure 4 : Comparaison entre magnitude M du BRGM (pour les séismes de la crise de Mayotte) et les magnitude mb de l'USGS (à droite) et Mw de GCMT (à gauche).

On choisira M= Mw.

c) Élimination des répliques et précurseurs (« Declustering »)

Une des hypothèses de calcul de l'aléa probabiliste est que la sismicité suit une loi statistique de Poisson. Cette loi suppose que dans une zone sismique donnée, les séismes sont indépendants les uns des autres et se répartissent spatialement de façon aléatoire.

Il est donc nécessaire d'éliminer du catalogue les répliques et les précurseurs des séismes (procédure dite de déclustering). Il existe pour cela différents algorithmes de filtrage, dont celui de Reasenberg (1985) que nous avons utilisé ici.

La méthode de Reasenberg (1985) est basée sur un algorithme qui permet de séparer la sismicité dépendante et indépendante. Plusieurs paramètres permettent de définir les groupes d'événements dépendants ou « clusters ». Certaines options de calculs sont paramétrables. Pour les périodes de temps de catalogues correspondant à la sismicité historique où le seuil de détection est proche de la magnitude 5, il faut en particulier élargir les durées de recherche Tau_{min} et Tau_{max} par rapport aux valeurs par défaut du logiciel (Tau_{min} = 1 jour). Les options suivantes ont été choisies :

- Taumin = 48 jours (durée de recherche de la première réplique après l'événement principal) ;
- Tau_{max} = 480 jours (durée pondérée par la magnitude pour déterminer une durée maximale sans répliques et stopper la recherche de répliques) ;
- l'essaim est représenté par un événement unique situé au barycentre de l'essaim et avec une magnitude équivalente à l'energie cumulée (une autre option consiste à conserver l'événement principal avec sa magnitude);
- la fenêtre de distance pour la recherche des répliques tient compte d'une incertitude de 10 km sur l'épicentre et la profondeur.

Sur 4 002 séismes présents dans le catalogue initial, le filtre en conserve 3 527 soit 88 %.

L'essaim de Mayotte de 2018 est réduit à un événement situé à 12.70°S 45.65°E pour une magnitude équivalente à 6.5.

d) Complétude du catalogue

L'évaluation de complétude est ici effectuée sur le catalogue non filtré des répliques et précurseurs (voir ci-dessus). Pour une classe de magnitude donnée, on représente sur un graphique le nombre cumulé d'événements sismiques en fonction de la date. La classe de magnitude est estimée complète si la courbe ainsi obtenue a une pente approximativement constante. L'évaluation est faite de façon globale sans distinction des zones sources et sur l'ensemble du catalogue.

Compte tenu des incertitudes sur les estimations de magnitude, il est préférable de prendre des classes de magnitudes assez larges : ici $\Delta m=0.5$.

Le résultat de l'analyse de complétude est présenté sur la Figure 5 et est résumé dans le Tableau 4 ci-dessous :

Classe de magnitude de moment Mw	Complet depuis
4.0-4.5	incomplet
4.5-5.0	1980
5.0-5.5	1980
5.5-6.0	1950
≥6.0	1900

Tableau 4 : Classes de magnitude et dates à partir desquelles le catalogue est considéré complet.

La classe de magnitude 4.0-4.5 est vraisemblablement incomplète, même pour les années récentes, car le nombre cumulé d'évènements est équivalent à celui de la classe 4.5-5.0, alors qu'on devrait avoir beaucoup plus d'événements.

Les classes 4.5-5.0 et 5.0-5.5 semblent complètes depuis 1980. Cela fait donc 39 ans de données, ce qui est très peu.

La classe 5.5-6.0 n'est complète que depuis le début des années 1950.

Il n'y a que 10 séismes de magnitude \geq 6.0 dans le catalogue depuis 1900, le dernier étant celui du 14 mai 1985 dans le canal du Mozambique (Mw=6.3). Les plus forts séismes connus dans les limites du catalogue de sismicité sont ceux du 16 mars 1901 (Mw 6.8) et 09 octobre1942 (Mw=6.8), tous les deux en Tanzanie dans la partie continentale du rift Est-Africain (Figure 7). On peut considérer que le catalogue est complet depuis 1900 pour ces magnitudes.

En éliminant les séismes en dehors des périodes de complétude, on diminue fortement le nombre de séismes exploitables. Le catalogue final (Figure 6) contient 514 séismes (pour 4 002 dans le catalogue non complet et non déclusterisé).



Figure 5 : Nombre cumulé de séismes pour les classes de magnitude de 4.0 à 6.0 par incrément de 0.5.



Figure 6 : Catalogue régional 1900-2018, complet et déclustérisé.

2.3 CADRE SISMOTECTONIQUE RÉGIONAL

Le cadre sismotectonique régional a été étudié Lemoine et *al.* (2019, soumis à Geophysical Journal International). Nous reprenons ici les principales descriptions et références proposées par cet article.

Les Comores forment un archipel orienté est-ouest situé au nord du canal du Mozambique, entre la côte est du Mozambique et la pointe nord de Madagascar.

Au nord de l'archipel des Comores, la plupart des auteurs s'accordent pour dire que la croûte du bassin de Somalie est océanique et qu'elle date du Mésozoïque (Ségoufin et Patriat, 1980 ; Rabinowitz *et al.,* 1983; Malod *et al.,* 1991; Sauter *et al.,* 2018), entre 152 Ma et 120 Ma (Davis *et al.,* 2016).

Au sud de l'archipel, la nature du bassin des Comores est encore débattue entre une croûte continentale amincie (Flower & Strong 1969 ; Bassias et Leclaire, 1990 ; Roach *et al.*, 2017) et un contexte de croûte océanique pendant la période magnétique calme du Jurassique (Talwani, 1962 ; Recq *et al.*, 1982; Rabinowitz *et al.*, 1983; Klimke *et al.*, 2016).

La morphologie actuelle de cette région est héritée du rifting Permo-Triasique du Karoo, d'orientation nord-ouest/sud-est, qui a entraîné la séparation des blocs continentaux du Gondwana et de Madagascar (Malod *et al.*, 1991; Davis *et al.*, 2016). Les bassins du Mozambique et de Somalie ont été ouverts, tandis que l'île de Madagascar a dérivé vers le sud le long de la ride de Davie (Figure 7). Le régime tectonique dans le canal du Mozambique est dominé par l'extension globale ENE-OSO, également visible dans le système de rift est-africain et à Madagascar (Bertil et Regnoult, 1998; Piqué, 1999, Delvaux *et al.*, 2010), Figure 7.



Figure 1. Tectonic setting of Africa and the East African Rift System. OR = Okavangu Rift, LR = Luangua Rift, MR = Mweru Rift, EB = Eastern Branch, KP = Kivu Volcanic Province, CVL = Cameroon Volcanic Line. Earthquakes > M4 from the International Seismological Catalog²⁹ are shown in different colors as well as relative plate motions from Saria *et al.*³, which are used to constrain long-term tectonic rigid plate motions. Figure was created by DSS using the open source software Generic Mapping Tools v5.2.1 supported by the National Science Foundation.

Figure 7 : Contexte tectonique de l'Est africain, d'apres Stamps et al. (2018).

L'archipel des Comores s'est formé pendant la période cénozoïque, dans la partie nord du canal du Mozambique. Michon (2016) a proposé que l'activité magmatique soit d'abord apparue à Mayotte, il y a environ 20 Ma, puis à Anjouan, Mohéli et enfin sur l'île de la Grande Comore, il y a environ 10 Ma. Le volcanisme des Comores semble être synchrone avec le volcanisme des zones environnantes, comme à Madagascar et dans d'autres régions liées au rift est-africain (Nouguier *et al.*, 1986, Debeuf, 2004, Michon, 2016). D'après la géochronologie (Nouguier *et al.* 1986, Debeuf 2004, Pelleter *et al.* 2014), l'activité volcanique la plus récente se situe à Grande Comore (de 0,13 \pm 0,02 Ma jusqu'à ce jour) avec le volcan actif Karthala, et la plus ancienne a été rapportée à Mayotte, il y a environ 11 Ma (un âge similaire est estimé pour Anjouan).

À Mayotte, ces auteurs identifient différentes phases éruptives séparées par des périodes plus calmes. La région nord-est de Mayotte est composée du complexe volcanique le plus récent, datant de 500 à 150 milliers d'années à Grande-Terre et jusqu'à 4 000 ans sur Petite-Terre (Nehlig *et al.*, 2013 ; Pelleter *et al.*, 2014). D'après Zinke *et al.* (2003a, 2003b), les derniers événements volcaniques documentés sont des dépôts de cendres sur la barrière de corail, il y a 4 000 à 7 000 ans. Au large, sur le talus continental de Mayotte, plusieurs dizaines de petits monts sous-marins volcaniques sont observés dans les parties nord, nord-ouest et nord-est (Audru *et al.*, 2004), et sont principalement répartis au large de Petite Terre le long d'une crête ONO-ESE où une nouvelle structure volcanique a été récemment documentée (Feuillet *et al.*, soumis).

Différents débats ont porté sur la cause du volcanisme aux Comores : celui-ci pourrait être lié à la présence d'un point chaud, basé sur la migration vers l'ouest de l'âge du volcanisme (Emerick & Duncan 1982), ou à l'influence de fractures lithosphériques (Nouguier *et al.,* 1986). Les travaux récents (Debeuf, 2004 ; Michon, 2006) suggèrent une solution mixte, une tectonique régionale interagissant avec des processus asthénosphériques.

La sismicité du canal du Mozambique est marquée par une bande d'activité N-S (Figures 6 à 8) associée à la ride de Davie montrant un mécanisme de faille normal (Grimison et Chen, 1988). Une zone de sismicité diffuse, large d'environ 100 km, s'étend de 48 ° E à 42,5 ° E le long de la ligne volcanique des Comores (Figure 2). Entre 1982 et 2016, huit tremblements de terre modérés (M 5,0 à 5,3) se sont propagés au travers de cette bande, présentant des mécanismes de failles normales et en décrochement, notamment à l'est de Mayotte. À Madagascar, une sismicité modérée et distribuée est associée à des structures préexistantes et à une extension globale E-O (Bertil et Regnoult, 1998 ; Rindraharisaona 2013).

Plusieurs branches du système de rift est-africain cénozoïque (REA) forment une zone tampon entre les plaques de Nubie et de Somalie (Calais *et al.* 2006 ; Déprez *et al.* 2013 ; Delvaux & Barth 2010 ; Stamps *et al.* 2018) où plusieurs auteurs (Hartnady, 2002; Horner-Johnson *et al.*, 2007 ; Saria *et al.*, 2014 ou Stamps *et al.*, 2018) ont défini trois microplaques : les blocs Victoria, Rovuma et Lwandle (Figure 1). Les limites du bloc de Lwandle sont mal contraintes, en particulier la limite avec la Somalie, et peuvent être diffuses (Horner-Johnston *et al.* 2007 ; DeMets *et al.* 2010; Saria *et al.* 2014).

La tendance globale actuelle d'extension E-O dans toute la région est-africaine est soulignée par les caractéristiques de la sismicité (Figure 2), les observations géodésiques et les traces d'une tectonique étendue depuis le REA jusqu'à Madagascar incluant l'axe volcanique du canal de Mozambique et des Comores (par exemple, Bertil et Regnoult, 1998 ; Delvaux et Barth, 2010 ; Rindraharisaona *et al.*, 2013 ; Stamps *et al.*, 2018). Deville *et al.* (2018) a mentionné des systèmes de failles en extension et transtension, au nord et au sud du canal de Mozambique respectivement. Le long de l'axe des Comores, peu de mécanismes focaux disponibles présentent de failles normales et en décrochement, compatibles en termes d'orientation avec un axe de tension NE-SO.

Il est à noter également qu'entre le Néogène et le Quaternaire, des activités tectoniques et volcaniques ont eu lieu dans plusieurs branches du REA (Déprez *et al.*, 2013), mais également à Madagascar (Rindraharisaona *et al.*, 2013) et aux Comores (Nouguier *et al.*, 1986, Debeuf, 2004, Michon, 2016). Michon (2016) a suggéré que l'archipel des Comores pourrait potentiellement coïncider avec la frontière est des REA. Debeuf (2004) a examiné l'influence de l'extension liée au Rift Est africain sur le volcanisme des Comores. L'étude a mentionné la présence d'une ancienne structure lithosphérique régionale : la zone de fracture d'Assoua (Afrique de l'Est), un linéament précambrien de dimension lithosphérique qui, malgré son âge, aurait pu localiser la remontée de panaches asthénosphériques durant les derniers millions d'années.

Dans une zone très peu instrumentée où le contexte géologique et géodynamique reste encore mal contraint, Mayotte et l'archipel des Comores sont considérés comme une zone de sismicité modérée.

2.4 ZONAGE SISMOTECTONIQUE

Le zonage est effectué à une échelle régionale bien plus large que nécessaire pour cette étude mais effectué en prévision de travaux de recherche sur l'aléa de toute cette zone de l'Océan Indien.

Le découpage des zones se fait selon des critères tectoniques mais aussi en tenant compte des fortes incertitudes sur les localisations de séismes notamment dans les zones en mer.

Il est constitué de 11 zones (voir Tableau 5 et Figure 8) couvrant une surface totale de 4 369 000 $\rm km^2.$

On distingue 4 contextes tectoniques différents :

- 1- la sismicité diffuse de la zone Comores-Bancs de Geyser-Banc de Leven (zone 3),
- 2- le contexte du rift Est-Africain (bordure Orientale de la plaque de Rovuma) (zones 1 et 2),
- 3- le bloc continental de Madagascar (zones 4, 5, 6 et 10),
- 4- les zones intraplaques océaniques (zones 7,8,9 et 11).

Zone	Nom	surface (km ²)
1	Davie Kerimbas Lacerdas	288 000
2	Davie Sud Ouest	230 000
3	Comores	144 000
4	Madagascar Bassins Majunga Morondava	320 000
5	Madagascar socle Centre	331 000
6	Madagascar Socle sud	105 000
7	Ocean Indien	2 140 000
8	Bassin de Somalie	286 000
9	Bassin de Majunga	159 000
10	Madagascar socle Nord	100 000
11	Canal Mozambique Sud Est	266 000

Tableau 5 : Zones prises en compte dans le zonage.



Figure 8 : Zonage, tracés des zones.

2.4.1 Zone Comores-Mayotte-Bancs de Geyser et Leven

C'est essentiellement cette zone (zone 3) qui contribuera le plus à l'aléa sismique de Mayotte.

La sismicité couvre une zone diffuse de plus de 500 km en est-ouest entre les longitudes 42°E et 48°E. Le côté diffus de la sismicité est accentué par les fortes incertitudes de localisations (vraisemblablement jusqu'à +-30 km).

On trouve des magnitudes supérieures à 5 aussi bien vers la Grande Comore, Mohéli, Anjouan, Mayotte jusqu'au Banc de Leven. Il semble difficile de couper cette zone en plusieurs unités sur le seul critère de la répartition de l'activité sismique car, en dehors de la crise 2018-2019, la sismicité semble se répartir de façon homogéne.

La délimitation en nord-sud de cette zone de sismicité est plus difficile à estimer. On trouve des séismes aussi bien au nord qu'au sud des îles, pour certains jusqu'à des distances de 100 km des côtes, bien au-delà des zones de talus de ces îles. Aussi la délimitation de cette zone avec les bassins de Somalie au nord et de Majunga au sud est difficile à estimer. Ces séismes, éloignés des îles ou de structures volcaniques sous-marines, peuvent être liés à des anciens accidents hérités de l'ouverture des bassins (par exemple les zones de failles transformantes du bassin de Somalie). Mais il n'y a aucune cartographie de ces structures au niveau des Comores.

La délimitation de la zone au nord et au sud est purement arbitraire. Elle est prise au-delà de la limite des talus des îles, englobant l'ensemble de la sismicité du secteur. Nous avons évité de prendre un polygone de forme simplifiée qui intègrerait trop d'espace vide de sismicité et qui donnerait un effet de dilution de l'aléa sismique. Cet effet est analysé dans l'étude de sensibilité (paragraphe d)).

2.4.2 Bordure Orientale de la plaque Rovuma

On observe dans le canal du Mozambique une sismicité continue sur une longue bande entre les latitudes 9°S et 26°S. L'activité sismique y semble plus forte que sur les Comores, des magnitudes supérieures à 6.0 y ont été observées. Cette sismicité souligne la limite orientale de la microplaque Rovuma, la limite ouest passant vers 35°E au niveau du lac du Malawi.

On peut distinguer 2 zones (zones 1 et 2 du zonage) :

- zone 1, entre 9°S et 19°S, avec une sismicité qui s'aligne sur un axe nord-sud, correspondant à une activité de la ride de Davie en extension (avec formations de graben en mer, les grabens de Kerimbas et Lacerdas, du volcanisme actif par endroit, des mécanismes au foyer plutôt homogène montrant un axe de tension N80E);
- **zone 2**, entre 19°S et 26°S : la sismicité change d'orientation, s'éloigne de la ride de Davie et rejoint la côte Africaine.

Pour ces 2 zones, les largeurs prises en compte sont relativement arbitraires, et choisis préférentiellement sur des critères de répartition de la sismicité.

2.4.3 Le bloc continental de Madagascar

Les limites de ce bloc s'étendent en mer jusqu'au-niveau du talus continental et au delà. Ce zonage est encore très préliminaire, devant être développé dans des travaux de recherche futurs, mais il est repris tel quel pour cette étude. Il est basé sur le fond de carte géologique repris de Bertil et Regnoult (1998) et sur la distribution de la sismicité (Figure 9). On distingue 4 zones.



Figure 9 : Zonage pour le bloc continental de Madagascar.

Ce zonage distingue :

- <u>les bassins sédimentaires de l'Ouest</u> (Morondava et Majunga) (zone 4). Ces bassins ont un âge permo-carbonifère avec la présence d'un volcanisme du Crétacé. La sismicité des Hauts-Plateaux de Madagascar ne semblent pas se prolonger vers ces bassins. Il y a par contre au niveau de ces bassins, plusieurs séismes de magnitude supérieure à 5.0 (1943, M6.1 ; 1975, M5.6 ; janvier 1983 M5.1 ; décembre 1983 M5.1, 1992 M5.0, tous dans le bassin de Morondava) ;
- le socle malgache (Bouclier Precambrien) sur la partie est de l'île (zones 5, 6 et 10).

Ce socle peut lui même se séparer en plusieurs unités limitées par de grands accidents anciens.

On distinguera tout d'abord **le socle précambrien d'Antananarivo, au Centre (zone 5)**, sur lequel se concentre une grande partie de la sismicité observée par le réseau de surveillance de l'Observatoire de Tananarive (voir Bertil et Regnoult 1998) et toutes les magnitudes supérieures à 5.0 connues sur le socle affleurant (1965 M5.4 ; 1985 M5.5 ; 1991 M5.5 ; 2017 M5.6).

Les limites de cette zone active semble être:

- au sud, l'axe Bongolava, Ranotsara ;
- au nord, l'axe Antongil Nosy Be sur lequel sur lequel s'aligne un volcanisme d'âge cénozoïque.

Le **socle précambrien Anosyen-Androyen** au Sud (zone 6) semble avoir une faible sismicité, éloigné du réseau sismique malgache, le seuil de détection y est sans doute plus élevé qu'ailleurs. On y trouve une magnitude 5.0 en 1992.

Le **socle précambrien de Bemarivo au Nord** (zone 10) a lui aussi une faible sismicité. En fait, cette zone est plus hétérogène : elle comprend le petit bassin sédimentaire d'Antsiranana, avec le volcanisme cénozoïque du Massif d'Ambre, le bouclier precambrien de Bemarivo au centre et une partir du Craton d'Antongil au sud. La sismicité y est mal détectée. Il semble y avoir un alignement sur la bordure sud le long de l'axe Baie d'Antongil – Nosy Be. Avec une magnitude maximale observée proche de 5.0 en 1994.

Le catalogue de sismicité disponible, avec des seuils de complétude de magnitude 4.5 sur ces zones même pour les périodes les plus récentes ne permet pas de calculer des paramètres d'activité sismique de façon indépendante d'une zone à l'autre.

Pour ce PSHA, les paramètres d'activité sismique de Madagascar sont calculés pour l'ensemble du bloc continental et redistribués dans chaque zone en fonction de leur superficie. A noter que cette simplificiation n'a pas de conséquence pour l'aléa à Mayotte, les distances étant au-delà de 300 km.

2.4.4 Les zones intraplaques océaniques

Au nord-ouest de Madagascar, le bassin de Somalie (**zone 8**) s'est créé lors de la séparation de Madagascar et de l'Afrique.

Au sud-ouest, le bassin du Mozambique marque la séparation de l'Afrique et de l'Antarctique. Ces 2 bassins se sont ouverts en coulissant le long de la ride de Davie. Une partie du Bassin de Mozambique est réactivée en bordure de plaque Rovuma (zone 2). La partie non active forme la **zone 11.**

Le Bassin de Majunga (**zone 9**) entre les Comores, la ride de Davie et Madagascar forme une zone peu sismique mais dont la nature est encore faiblement caractérisée (Bordure sud du Bassin de Somalie ? Croûte continentale amincie ?).

La zone 7 comprend la partie de l'Océan Indien à l'est de Madagascar (essentiellement le bassin des Mascareignes).

La sismicité de ces zones est très faible et les quelques séismes détectés sont réparties de façon diffuse. À partir de la sismicité de ces 4 zones, on essaira de déterminer un niveau arbitraire d'activité sismique (ou background) qui sera appliqué de façon identique à l'ensemble.

2.5 PARAMÈTRES D'ACTIVITÉ SISMIQUE DES ZONES

Les paramètres d'activité sismique sont :

- le taux annuel de sismicité λ et la pente de relation d'occurrence de Gutenberg-Richter (pente bvalue ou $\beta = ln(10) b$);
- la profondeur des sources sismiques h ;
- la magnitude maximale Mmax.

2.5.1 Activité (λ, β)

a) Méthode de Weichert (1980)

Weichert (1980) utilise une méthode de maximum de vraisemblance, issue d'une généralisation des méthodes de Aki (1965) et Utsu (1965) pour des périodes d'observations inégales associées à des classes de magnitudes données.

La relation d'occurrence s'exprime sous la forme relation $\lambda = \lambda 0 \exp(-\beta[m - m_{min}])$

Avec :

λ taux annuel de séismes pour des magnitudes supérieures ou égales à m ; λ0 taux annuel de séismes pour la magnitude minimale considérée m_{min}; β est reliée au paramètre b de Gutenberg-Richter par . β=ln(10) × (b-value)

Le paramètre β est obtenu de façon itérative en résolvant l'équation suivante par une méthode de Newton :

$$\frac{\sum_{i} t_{i} m_{i} \exp(-\beta m_{i})}{\sum_{j} t_{j} \exp(-\beta m_{j})} = \frac{\sum n_{i} m_{i}}{N} = \overline{m}$$

Avec :

N = nombre total d'événements sismique

n_i = nombre de séismes dans l'intervalle i

 m_i = magnitude de l'intervalle i

ti = période d'observation associée à l'intervalle i

 $\beta = \ln(10) \times (b-value)$

Le taux annuel d'événements λ est donné par :

$$\lambda = N \frac{\sum_{i} \exp(-\beta m_i)}{\sum_{j} t_j \exp(-\beta m_j)}$$

La période d'observation t_i pour chaque classe de magnitude est déduite de l'étude de complétude du catalogue. Les intervalles de magnitudes Δm sont identiques à celle prise pour l'analyse de complétude, $\Delta m = 0.5$.

Le taux annuel d'événements $\lambda 0$ pour chaque zone source est calculé pour une magnitude minimale M_{min} =4.0.

Le calcul de λ et β avec la méthode de Weichert (1980) s'effectue individuellement pour chaque zone source lorsque les données sont suffisantes. Le critère pour valider le calcul est d'avoir au moins 15 séismes répartis dans au moins 4 classes de magnitude. Lorsque ces conditions ne sont pas remplies pour une zone source, des regroupements sont effectués avec d'autres zones sources correspondant à des domaines sismotectoniques similaires. La valeur de β ainsi trouvée est appliquée à la zone source. La valeur du taux annuel d'activité λ est corrigée en fonction du % de superficie de la zone source par rapport aux zones regroupées.

b) Résultats des calculs

Les paramètres d'activité sismique pour chaque zone définie par le modèle de zonage sont présentés dans le Tableau 6.

Les surfaces des zones définies par le zonage sont différentes. Afin de pouvoir comparer les taux d'activité, le taux annuel des séismes dont la magnitude est égale ou supérieure à Mw=4.0 est rapporté à la surface de chaque zone (Tableaux 6 et 7, dernière colonne, ($\lambda * 10^6$)/km²).

Les zones 4 à 11 ont un nombre trop faible de séismes (Nb<15) pour que le calcul des paramètres d'activités soit fiable. Le calcul par regroupement de zones est illustré en Tableau 7. On a regroupé d'une part les zones 4, 5, 6 et 10 correspondant à Madagascar, et d'autre part les zones 7, 8, 9 et 11 correspondant aux domaines océaniques.

ld	Nom	Superficie	Nb	λ (4)	σλ	β	cov beta	σβ	(λ*10 ⁶)/km ²	b-value
1	Davie Kerimbas Lacerdas	2,88E+05	118	11,95	1,10	2,85	0,08	0,23	41,48	1,24
2	Davie Sud Ouest	2,30E+05	28	3,15	0,60	3,05	0,16	0,50	13,71	1,32
3	Comores	1,44E+05	37	4,18	0,69	3,06	0,14	0,42	29,00	1,33
4	Madagascar Bassins Majunga Morondava	3,20E+05	7	2,48	0,64	3,28	0,25	0,83	7,74	1,43
5	Madagascar socle Centre	3,31E+05	10	2,56	0,67	3,28	0,25	0,83	7,74	1,43
6	Madagascar Socle sud	1,05E+05	1	0,81	0,21	3,28	0,25	0,83	7,74	1,43
7	Ocean Indien	2,14E+06	9	1,62	0,39	3,26	0,23	0,76	0,76	1,42
8	Bassin de Somalie	2,86E+05	2	0,22	0,05	3,26	0,23	0,76	0,76	1,42
9	Bassin de Majunga	1,59E+05	5	0,12	0,03	3,26	0,23	0,76	0,76	1,42
10	Madagascar socle Nord	1,00E+05	3	0,77	0,20	3,28	0,25	0,83	7,74	1,43
11	Canal Mozambique Sud Est	2,66E+05	1	0,20	0,05	3,26	0,23	0,76	0,76	1,42

Tableau 6 : Paramètres d'activité sismique pour les 11 zones.

Zones regroupées	Surface (km2)	Nb	λ (4)	σλ	β	cov beta	σβ	(λ*10 ⁶)/km ²	b-value
Z4+5+6+10	856000	21	6,62	1,71	3,28	0,25	0,83	7,74	1,43
Z7+8+9+11	2850000	17	2,16	0,53	3,26	0,23	0,76	0,76	1,42

Tableau 7 : Calcul d'activite	é sismique par	r regroupement de zones.
-------------------------------	----------------	--------------------------

Les b-values d'une zone à l'autre sont assez proches et varient entre 1,24 et 1,42. Ces valeurs de b-values supérieures à 1,2 sont souvent observées dans des contextes de rift ou des contextes volcaniques.

En revanche, les taux d'activité sismique normalisés par les surfaces de zones $((\lambda^*10^6)/\text{km}^2)$ sont très variables. Les zones les plus actives avec des valeurs comprises entre 13 et 41 sont les zones de la Ride de Davie et des Comores. Le groupe des zones du domaine océanique a le taux de sismicité le plus faible avec une valeur de 0.,76. Quant-au groupe des zones correspondantes à Madagascar, le taux de sismicité est intermédiaire avec une valeur de 7,74.

c) Activité (λ , β) aux Comores

Après complétude et declustérisation, la zone comporte 37 séismes de magnitude à partir de 4.5. Une cause possible d'incertitude est la prise en compte de la magnitude à attribuer à l'essaim sismique de 2018 (Mw=5.9 si on considère le séisme maximal de l'essaim ou Mw=6.5 si on considère le moment sismique cumulé de l'essaim).

Le calcul de Weichert a été fait dans les 2 cas (voir Figure 10). B-value est légèrement plus fort avec la magnitude de l'essaim à Mw 5.9 au lieu de Mw 6.5. Le taux annuel d'activité varie de 6 % entre les deux cas.



λ(4)=4.2 b_value=1.33

λ(4)=4.4 b_value=1.38

Figure 10 : Paramètres d'activité sismique de la zone 3 - Comores. À gauche avec Mw=6.5 pour la crise de 2018 ; à droite avec Mw=5.9 pour la crise de 2018.

Dans les 2 cas, la période de retour d'un séisme de magnitude supérieure ou égale à 5.0 est de 5 ans sur l'ensemble de la zone. C'est en accord avec les observations (séisme en 1982 au banc de Leven, en 1993 entre Mayotte et Anjouan, en 2000 vers la Grande Comore, en 2007 vers le banc du Geyser, en 2011 vers Mayotte, 2016 vers Moheli, 2018 vers Mayotte, soit 7 séismes en 36 ans).

La période de retour d'un séisme de magnitude 6.5 serait de 500 ans, si on prend pour la crise de 2018 Mw=6.5 ; de 680 ans si on prend pour la crise Mw=5.9.

À titre de comparaison, la période de retour d'un séisme de magnitude 6.5 serait de 105 ans dans la zone 1, 647 ans dans la zone 2 et 554 ans pour l'ensemble de Madagascar (zones 4,5,6 et 10).

2.5.2 Profondeurs

La majorité des séismes mentionnés dans le catalogue ont une profondeur fixée arbitrairement, les données ne permettant pas de calculer ce paramètre. Classiquement pour les zones crustales la profondeur est fixée arbitrairement à 10 km. Pour les 11 zones du zonage, on donnera donc une profondeur moyenne de 10 km. Une incertitude de +-5 km est donnée elle aussi arbitrairement pour toutes les zones.

Les localisations récentes de la crise de Mayotte, faites à partir de la seconde moitié de 2019 donnent des profondeurs entre 20 et 50 km ce qui n'est pas pris en compte dans le calcul de cette étude. On ne sait pas, à l'heure actuelle, si ces profondeurs sont spécifiques à la crise sismo-volcaniques ou si elles sont possibles aussi sur le reste de l'Archipel. Nous n'avons pas repris le calcul de PSHA en tenant compte de ces gammes de profondeur, ceci a peu d'influence sur le résultat de calcul car les relations d'atténuation utilisées (voir 2.6) utilisent des distances à la rupture ou des distances Joyne& Boore (projection en surface de la rupture) pour lesquels les variations de profondeurs ont peu d'impact.
2.5.3 Magnitudes maximales

ld	Nom	Superficie	Mmax_obs	Date Mmax_Obs	Mmax1	Mmax2
1	Davie Kerimbas Lacerdas	2,88E+05	6,3	14/5/1985	7	7.5
2	Davie Sud Ouest	2,30E+05	6,4	08/05/1915	7	7.5
3	Comores	6,2 1,44E+05 5.9 6.5		23/8/1918 14/05/2018 Crise Mayotte 2018 cumulée	7	7.5
4	Madagascar Bassins Majunga Morondava	3,20E+05	6,1	29/03/1943	6.5	7.0
5	Madagascar socle Centre	3,31E+05	5,6	11/01/2017	6.5	7.0
6	Madagascar Socle sud	1,05E+05	5	5 14/11/1992		7.0
7	Ocean Indien	2,14E+06	5.0	5.0 8/8/1991		7.0
8	Bassin de Somalie	2,86E+05	5,2	14/10/2010	6.5	7.0
9	Bassin de Majunga	1,59E+05	6	29/04/1952	6.5	7.0
10	Madagascar socle Nord	1,00E+05	5	02/11/1994	6.5	7.0
11	Canal Mozambique Sud Est	2,66E+05	4,7	06/08/1995	6.5	7.0

Le tableau 8 ci-dessous reporte pour chaque zone, la magnitude maximale observée et la gamme de magnitude maximale retenue pour le calcul de PSHA (Mmax1-Mmax2)

Pour les zones 1 et 2, formant la limite orientale de la plaque Rovuma, des magnitudes 6.3 et 6.4 ont déjà été observées (en 1915 et 1985). Cependant la durée d'observation est courte. Si on élargie la recherche des magnitudes maximales de cette région à l'ensemble de la plaque Rovuma, cette magnitude maximale atteint Mw=7.0 avec le séisme du Mozambique du 22/02/2006 (21.3°S, 33.5°E). Pour ces zones, la magnitude maximale proposée est donc dans l'intervalle 7.0-7.5.

Pour la zone 3 - Comores qui intègre Mayotte, trois magnitudes sont reportées dans la colonne concernant les magnitudes maximales observées :

- Mw=6.2 pour un évènement de 1918 en Grande Comore, vraisemblablement associé à une crise du volcan Karthala. Cependant la magnitude estimée reste à confirmer (magnitude indiquée par ISC-GEM mais pas considérée incertaine);
- pour la crise de 2018-2019, la magnitude maximale observée est Mw=5.9 (le 15/05/2018) mais si on considère le cumul de tout l'essaim sismique, une valeur de 6.5 est à considérer.

Pour cette zone 3, le séisme de 1993 (mb =5.2 ou Mw ~5.3) a été pris comme référence jusqu'à présent. Cette magnitude a largement été dépassée en 2018 (Mw=5.9) et la recherche de sismicité ancienne montre que des magnitudes supérieures à 6 (comme en 1918) sont envisageables. Nous proposons ici de prendre le même intervalle 7.0-7.5 que pour les zones 1 et 2 d'une part parce que le contexte semble proche de celui de la plaque Rovuma, d'autre part le taux de sismicité de cette zone est similaire aux zones 1 et 2 (cf. Tableau 6).

Pour les zones 4 à 11, un intervalle de magnitude 6.5-7.0 est proposé. Une magnitude \geq 6.0 a déjà été observée aussi bien à Madagascar (Mw 6.1 en 1943 sur la côte Ouest) que dans les bassins océaniques (Mw 6.0 en 1952 dans le bassin de Majunga).

Ces magnitudes maximales (de 6.5 à 7.5) sont les limites maximales possibles envigeables dans le contexte régional. Elles correspondent à des périodes de retour de plusieurs milliers d'années voire de plusieurs dizaines de millers d'années. Ceci n'est pas incompatible avec une activité sismique jugée comme faible à modérée pour des périodes de retour de 475 ans.

Tableau 8 : Paramètres d'activité sismique pour le zonage.

2.6 SÉLECTION DE RELATIONS D'ATTÉNUATION

La démarche de sélection proposée au paragraphe 2.1 est rappelée ci-dessous :

- 1-Recherche dans la bibliographie de GMPE qui ont été utilisées dans des études régionales récentes de PSHA en Afrique de l'Est ou dans des milieux volcaniques insulaires. Sélection d'une liste potentielle de GMPE à tester ;
- 2-Comparaison des GMPE avec les données accélérométriques existantes de l'essaim de Mayotte de 2018-2019;
- 3-Choix des GMPE et de leur poids dans l'arbre logique.

2.6.1 Recherche bibliographique

Tout d'abord, il n'y a aucun GMPE spécifique à la région des Comores ou de Madagascar. Même pour le Rift Est Africain, les données accéléromètriques sont très peu nombreuses.

Lors de l'étude d'aléa sismique mondial GSHAP, Midzi *et al.* (1999) ont proposé l'utilisation de deux lois régionales pour le calcul d'aléa, celles de Jonathan (1996) et Twesigomwe (1997). Ces relations n'ont pas été reprises dans les études récentes. Elles reposent sur trop peu de données et, de plus, elles utilisent une magnitude de surface Ms et une distance hypocentrale, alors que les lois récentes utilisent la magnitude de moment Mw et des distances Rjb (Joyne & Boore) ou Rrup (distance à la rupture).

Pour les parties les plus actives du rift africain, les relations les plus utilisées pour les zones actives crustales sont celles de : Abrahamson & Silva (2008), Boore & Atkinson (2008), Campbell & Bozorgnia (2008), Chiou & Youngs (2008) ou Akkar & Bommer (2010) basées sur des données Européennes et du Moyen-Orient.

Les relations de Chiou & Young (2014) ou d'Akkar *et al.* (2014) remplacent celles de Chiou & Youngs (2008) ou d'Akkar & Bommer (2010) dans les études les plus récentes. La relation de Bindi *et al.* (2014) utilisée dans les contextes actifs européens peut être une alternative à celle de Akkar *et al.* (2014).

La relation Pankow & Pechmann (2004) qui est spécifique aux zones crustales d'extension a pu être utilisée parfois (comme pour l'Ouganda, Bwambale *et al.* en 2015).

Pour certaines zones moins actives du rift est africain, on fait appel à des relations de croûte continentale stable, principalement : Atkinson & Boore (2006) ou Pezeshk *et al.* (2011). Poggi *et al.* (2017), pour le PSHA de l'ensemble de l'Afrique de l'Est, n'utilisent pas ces relations seules mais en alternance avec des lois de zones actives avec des poids plus ou moins importants selon le niveau d'activité sismique. Pezeshk *et al.* (2011) a été récemment actualisé par Pezeshk *et al.* (2018) mais cettte dernière loi n'a pas encore été utilisée en Afrique de l'Est.

Les Comores sont situées en zone d'activité « modérée », mais les lois associées aux zones stables sont essentiellements en domaine continental, alors que les Comores sont dans un environnement océanique. Une seule relation pourrait correspondre à un environnement similaire : Atkinson (2010), qui est une adaptation des paramètres de Boore & Atkinson (2008) pour la région d'Hawai.

Le Tableau 9 donne une synthèse des lois utilisées dans les études régionales recentes.

	relation	Domaine	Etude régionale
ab06	Atkinson & Boore (2006)	croute continentale stable	Poggi et al (2017 - EAR) Marimira et al. (2017 - Zimbabwe)
petal11	Pezeshk et al (2011)	croute continentale stable	Poggi et al (2017 - EAR)
petal18	Pezeshk et al (2018)	croute continentale stable	
pp04	Pankow & Pechmann (2004)	domaine actif d'extension	Bwambale et al (2015 -Uganda))
a10	Atkinson (2010)	Hawaï domaine volcanique	insulaire
j96	Jonathan (1996)	Rift Est Africain	Mdizi et al (1999 - GSHAP)
t97	Twesigomwe (1997)	Rift Est Africain	Mdizi et al (1999 - GSHAP)
as08	Abrahamson & Silva (2008)	zone active crustale	Lubkowski et al (2014 - EAR)
ab10	Akkar & Bommer (2010)	zone active crustale	Lubkowski et al (2014 - EAR) Hodge et al. (2015 - Malawi)
aetal14	Akkar et al (2014)	zone active crustale	Poggi et al (2017 - EAR)
ba08	Boore & Atkinson (2008)	zone active crustale	Hodge et al. (2015 - Malawi)
cb08	Campbell & Bozorgnia (2008)	zone active crustale	Lubkowski et al (2014 - EAR) Hodge et al. (2015 - Malawi)
cy08	Chiou & Youngs (2008)	zone active crustale	Ayele (2017 - Ethiopia) Hodge et al. (2015 - Malawi)
cy14	Chiou & Youngs(2014)	zone active crustale	Poggi et al (2017 - EAR)

Tableau 9 : Synthèse des études régionales et des relations GMPE utilisées.

De ces lois, nous en avons sélectionnés 7 couvrant les domaines tectoniques possibles :

- 4 de zones crustales actives (Campbell & Bozorgnia (2008), Chiou & Youngs (2008), Akkar *et al.* (2014), Bindi *et al.* (2014)) ;
- 2 de zones continentales stables (Atkinson & Boore (2006), Pezehsk et al. (2011)) ;
- 1 de zone volcanique océanique : Atkinson (2010).

2.6.2 Comparaison de GMPE et des PGA de la crise de Mayotte

a) Données PGA pour Mayotte

Nous utilisons les données de la station YTMZ qui est supposée au rocher et pour lesquels nous disposons de valeurs de PGA pour des enregistrements de signaux de séismes entre les magnitudes 4.0 et 5.9. Les séismes sont ceux du catalogue de référence : séismes de la crise de magnitude supérieure ou égale à 4.0 entre mai et décembre 2018.

La magnitude est une magnitude locale MI mais celle-ci est assimilée à une magnitude Mw. Nous avons pu comparer nos valeurs de magnitude avec Mw de GCMT : nos 29 séismes de magnitude MI >5.0 semblent correspondre aux séismes de magnitude Mw>4.9. On supposera ici MI = Mw.

Nous rechercheons les données dans 3 gammes de magnitude :

- MI~4.0 (entre 4.0 et 4.1) 48 séismes pour des distances hypocentrales entre 33 et 55 km ;
- MI~5.0 (entre 4.9 et 5.1) 31 séismes pour des distances hypocentrales entre 34 et 64 km ;
- Mw=5.9 : un seul séisme et deux points à 51 et 53 km (pour les stations de MDZA et YTMZ).

Pour les données en dehors de la crise de Mayotte : nous n'avons pratiquement pas d'enregistrements de PGA exploitable. Les séismes du Canal de Mozambique ou de Madagascar sont trop loins à des distances supérieures à 400 km. Pour des séismes plus proches dans la zone des Comores, ces séismes ne sont pas détectés par les organismes internationaux. Lorsqu'on a une estimation de magnitude ou de distance, celle-ci est peu fiable.

Nous avons néanmoins un séisme de magnitude 5.0 (Mw GCMT) à 218 km vers Moheli, un séisme de magnitude supposée 4.0 (estimation BRGM) vers Moheli à 158 km et un séisme de magnitude supposée 4.0 (estimation BRGM) à 61 km. Ces 3 points ont été rajoutés aux données de PGA à titre indicatif.

b) Magnitude 4

La comparaison des données de PGA et des lois GMPE est illustrée sur la Figure 11. Quatre lois donnent des valeurs cohérentes avec les données dans la gamme de distance 35-55 km : les lois de zone active Chiou & Youngs (2008) **cy08**, Akkar *et al.* (2014) **aetal14** et Bindi *et al.* (2014) **betal14** et la loi de zone continentale stable Atkinson & Boore (2006) ab06.



Les autres lois donnent des valeurs trop fortes par rapport aux données PGA.

Figure 11 : Pga de YTMZ et GMPE pour la crise de 2018 et M=4.0 (en abscisse distance hypocentrale en km, en ordonnée PGA en mg).

c) Magnitude 5

La comparaison des données de PGA et des lois GMPE est illustrée sur la Figure 12. Pour cette gamme de magnitude, il est plus difficile d'éliminer des lois. Les 7 lois semblent compatibles avec les données. Si on estime qu'à distance équivalente les fortes valeurs de PGA sont plus nombreuses que les faibles valeurs, alors on peut supposer une meilleure correspondance pour atkinson (2010) **a10**, Pezeshk *et al.* (2011) **petal11**, Campbell & Bozorgnia (2008) **cb08** et Chiou & Youngs (2008) **cy08**.



Figure 12 : Pga de YTMZ et GMPE pour la crise de 2018 et M=5.0 (en abscisse distance hypocentrale en km, en ordonnée PGA en mg).

d) Magnitude 5.9

Pour Mw=5.9, toutes les lois sélectionnées donnent des valeurs plus faibles que les 2 points de PGA disponibles (Figure 13). Les lois donnant les valeurs les plus proches sont Atkinson (2010) **a10**, Pezesk *et al.* (2011) **petal11**, Campbell & Bozorgnia (2008) **cb08**.



Figure 13 : Pga de YTMZ et GMPE pour la crise de 2018 et M=5.9 (en abscisse distance hypocentrale en km, en ordonnée PGA en mg).

e) Bilan et propositions

Aucune des lois étudiées ne donnent satisfaction sur toute la gamme de magnitude entre 4.0 et 5.9. Ces comparaisons ne permettent pas non plus de donner une préférence à des lois spécifiques de zones actives ou des lois de zones continentales stables ou zones volcaniques.

Pour le calcul de PSHA, faute de résultat conclusif sur ces comparaisons entre données et relations d'atténuation, on doit donc proposer un panel de lois qui couvre les 3 domaines sismotectoniques : zones crustales actives, zones stables, zones volcaniques.

Nous proposons donc :

- pour les zones crustales actives, les relations CB08 (Campbell & Bozorgnia, 2008) et CY08 (Chiou & Youngs, 2008);
- pour les zones volcaniques, la relation A10 (Atkinson, 2010) ;
- pour les zones stables, la relation AB06 (Atkinson & Boore, 2006). Celle-ci est préférée à Pezehsk et al (2011) car petal11 est en dehors de son domaine de validité pour M=4.0 et ab06 est plus coherent avec les données à M=4.0.

Pour les incertitudes épistémiques sur les GMPE, on accordera un poids équivalent à ces 4 relations A10, AB06, CB08 et CY08.

2.7 CALCUL DE PSHA

2.7.1 Méthodologie de calcul

L'évaluation d'aléa sismique par l'approche probabiliste consiste à calculer le taux annuel de dépassement d'une intensité (ou d'une accélération) en un site pour une période de retour donnée.

Dans l'approche développée par Cornell (1968), l'activité sismique est supposée aléatoire à la fois dans le temps et dans l'espace. On modélise des zones sources à l'intérieur desquelles la probabilité d'occurrence d'un séisme est la même en tout point de la zone et à tout moment. Les zones sources sont choisies sur la base de critères géologiques, tectoniques ou de données de sismicité instrumentale ou historique.

Le calcul d'aléa sismique probabiliste est effectué avec le logiciel CRISIS développé par M. Ordaz à l'Université de Mexico, avec la version la plus récente R-Crisis (Ordaz *et al,* 2017).

Les sources sismiques sont représentées sous forme de surfaces polygonales. Une intégration spatiale est effectuée de manière à tenir compte de toutes les positions possibles des foyers à l'intérieur de la source.

Le taux annuel de dépassement d'une accélération (a) pour une source (i) est donnée par l'expression suivante :

$$v_i(a) = \sum_j W_{ij} \int_{M_0}^{M_u} \left(-\frac{-d\lambda_i(M)}{dM} \right) \Pr(A > a | M, R_{ij}) dm$$

Où :

- ✓ M₀ et Mu sont, respectivement, les plus petites et les plus grandes magnitudes considérées dans l'analyse ;
- ✓ Pr(A> a | M, Rij)) est la probabilité qu'une accélération dépasse la valeur a sur le site, pour une distance Rij et une magnitude M. Rij sont les distances entre le site et tous les souséléments j pris en compte pour la source i ;
- ✓ Wij est une pondération associée à chaque sous élément j de la source i (Σ_i w_{ij} = 1).

La contribution de N sources est alors :

$$\nu(a) = \sum_{i=1}^{N} \nu_i(a)$$

La courbe d'aléa v(a) est obtenue en faisant ces calculs pour une série discrète de valeurs de a.

Le calcul d'aléa sismique est effectué pour la période de retour de 475 ans et pour des sources sismiques jusqu'à 200 km du point de calcul.

Les calculs sont effectués pour l'accélération PGA (période nulle) et 11 périodes spectrales 0.05 s, 0.1 s, 0.2 s, 0.3 s, 0.4 s, 0.5 s, 0.75 s, 1.0 s, 2.0 s, 3.0 s et 4.0 s.

L'aléa est calculé en un seul point situé à Mamoudzou (lat/lon : -12.7195/45.1660).

2.7.2 Paramètres d'arbre logique et prises en compte des incertitudes

La propagation des incertitudes pour l'évaluation de l'aléa sismique s'effectue à partir d'une méthodologie combinée d'arbre logique pour les choix épistémiques (ici choix du zonage sismotectonique et choix des modèles d'atténuation) et de tirages de Monte-Carlo pour les incertitudes aléatoires (incertitudes sur les paramètres sismiques λ et β , sur les profondeurs h et les magnitudes maximales Mmax).

L'arbre logique ne représente que les choix épistémiques pour les relations d'atténuations. Il y a donc 4 branches avec un poids équivalent de 0.25 pour chaque relation (Figure 14).

Il n'a pas été pris d'arbre logique pour des zonages alternatifs. L'impact de l'incertitude sur la délimitation de la zone 3 (Comores) sera évaluée dans l'étude de sensibilité au paragraphe d).

Pour chaque branche de l'arbre logique, des tirages aléatoires de valeurs λ , β , h et Mmax sont effectués pour chacune des zones sources. Le jeu de paramètres ainsi constitué est intégré en entrée du code de calcul Crisis. Ce processus est effectué au minimum 100 fois sur chaque branche, soit 400 itérations pour la totalité de l'arbre.

Pour les tirages aléatoires, il faut définir les lois de distribution à appliquer aux paramètres : pour λ , β nous appliquons une distribution gaussienne. Pour h et Mmax, la distribution est uniforme.

En fin de calcul, un traitement statistique est effectué sur l'ensemble des résultats. L'accélération moyenne, l'accélération médiane et celles correspondant aux percentiles 15 % et 85 % sont calculées pour toutes les périodes spectrales et la période de retour considérée.



Figure 14 : Arbre logique et itérations de Monte-Carlo.

2.7.3 Résultats

a) Courbe d'aléa à 475 ans

Nous ne représentons ici que les courbes pour l'accélération maximale horizontale du sol PGA (Figure 15). Les courbes représentent la valeur moyenne, la valeur médiane, ainsi que les percentiles 15 % et 85 %. Des traits horizontaux de couleurs indiquent les 3 périodes de retour retenues. Les valeurs de PGA pour ces périodes de retour sont indiquées dans le Tableau 10, pour une magnitude minimale telle que M0=4.



Figure 15 : Courbes d'aléa pour l'accélération PGA et pour M0=4.

Période de retour	475 ans	3 000 ans	5 000 ans
Moyenne (g)	0.134	0.329	0.407
p15% (g)	0.086	0.153	0.179
Médiane (p50%)(g)	0.133	0.279	0.334
p85% (g)	0.184	0.406	0.492

Tableau 10 : Valeurs d'accélérations PGA pour les 3 périodes de retour – M0=4.

À 475 ans, l'incertitude sur le pga est de 37 %. La marge d'erreur est plus grande que la gamme d'accélération qui définie la zone règlementaire 3.

- le percentile 15 % (0.086g) se situe en zone 2 (en dessous de 0.11 g) ;
- les valeurs moyennes et médianes (0.134 et 0.133 g) se situent en zone 3 (entre 0.11g et 0.16g) ;
- le percentile 85 % (0.184 g) se situe en zone 4 (au dessus de 0.16g).

Si on ne tient compte que des valeurs médianes et moyennes, Mayotte se situe en zone réglementaire 3.

b) Spectre d'aléa uniforme à 475 ans

Le spectre obtenu est représenté sur le Tableau 11 et la Figure 16. Le résultat à retenir correspond à la courbe de valeur moyenne, les valeurs de percentile 15 %, 50 % (médiane) et 85 % indiquant les gammes d'incertitude.

Periode	Moyenne	15%	Médiane	85%
(sec.)	(g)	(g)	(g)	(g)
0.01	0.14	0.09	0.13	0.18
0.05	0.25	0.15	0.21	0.35
0.1	0.29	0.2	0.28	0.36
0.2	0.22	0.15	0.19	0.3
0.3	0.15	0.09	0.13	0.2
0.4	0.11	0.06	0.1	0.16
0.5	0.09	0.04	0.08	0.12
0.75	0.05	0.02	0.05	0.07
1	0.04	0.01	0.03	0.05
2	0.01	0.01	0.01	0.02
3	0.01	0	0.01	0.01
4	0.00	0	0.00	0.01

Tableau 11 : Spectre d'aléa uniforme pour une période de retour de 475 ans (valeur moyenne, médiane
et percentiles 15 %, 85 %).



Figure 16 : Spectre d'aléa uniforme (valeur moyenne, médiane, percentiles 15 % et 85 %) pour la période de retour 475 ans.

2.7.4 Désagrégation de l'aléa

La désagrégation de l'aléa décompose le résultat pour identifier les sources sismiques les plus contributives à l'aléa.

La désagrégation ne peut pas être faite sur l'ensemble de l'arbre logique. Elle est faite sur la branche jugée la plus représentative du résultat final. L'étude de sensibilité montre que, pour le PGA, la branche utilisant la relation d'atténuation Atkinson (2010) donne les résultats les plus proches. C'est donc cette loi qui est utilisée pour l'analyse de désagrégation.

a) Désagrégation par zones sources



Figure 17 : Désagrégation par zones sources de l'aléa à 475 ans pour le PGA et la relation d'atténuation a10.

On s'intéresse ici aux contributions à l'aléa de chaque zone source du zonage sismotectonique.

Pour rappel, le zonage régional en 11 zones a été effectué pour l'analyse régionale du catalogue de sismicité et des paramètres d'activité sismique. Pour le calcul de PSHA seules trois zones sont à des distances suffisament proches pour donner une contribution à l'aléa : la zone Z3-Comores, Z8-Bassin de Somalie, Z9-Bassin de Majunga. Les contributions des zones Z8 et Z9 sont négligeables.

La Figure 17 indique que l'aléa est du essentiellement à la zone 3 – Comores.

b) Désagrégation par couple Magnitude-Distance

Si on considère cette fois ci, des gammes de magnitudes et de distances hypocentrales (Figure 18), les sources les plus contributives à l'aléa pour une période de retour de 475 ans sont des sources proches (10-20 km de distance hypocentrale) pour une gamme de magnitude entre 4.5 et 5.0.



Figure 18 : Désagrégation par couple magnitude-distance de l'aléa à 475 ans pour le PGA et la relation d'atténuation a10.

2.7.5 Étude de sensibilité

a) Influence des GMPE

La Figure 19 et le Tableau 12 cherchent à comparer les résultats obtenus au bout de chaque branche de l'arbre logique. Sur la figure, les valeurs moyenne et médiane sont représentée par des lignes continues vertes et oranges, les percentiles 15 % et 85 % par des lignes pointillées oranges. Pour chaque branche (chaque GMPE) la moyenne est représentée par un point vert, la médiane par un losange bleu et les incertitudes (tirages aléatoires de Monte-Carlo sur les paramètres d'activité sismique) par des lignes verticales bleues.

Pour le PGA à 475 ans, les accélérations les plus fortes sont obtenues pour la relation ab06 (Atkinson & Boore, 2006), relation pour les zones continentales stables. Les accélérations les plus faibles sont obtenues avec la relation aetal14 (Akkar *et al.*, 2014).(Figure 19 et Tableau 12).

Les écarts entre les valeurs moyennes obtenues sur chaque branche et la valeur moyenne de l'ensemble de l'arbre logique peuvent aller de +33.6 % (pour ab06) à -40.0 % (pour aetal14).

Les branches d'arbre logique donnant les résultats les plus proches de la valeur moyenne globale sont celles d'a10 (Atkinson, 2010) et cy08 (Chiou and Youngs, 2008).



Figure 19 : Répartition des incertitudes sur l'ensemble arbre logique + Monté-Carlo. Les lignes continues et pointillées montrent le résultat sur tout l'arbre logique (moyenne, médiane, centiles 15 %, 85 %). En abscisse, les numéros indiquent chaque branche de l'arbre logique (une branche par GMPE).
Les valeurs moyennes et médianes des 100 itérations de chaque branche sont données respectivement par les points verts et losanges bleus. Les lignes verticales bleues indiquent les incertitudes sur chaque branche (entre percentile 15 % et 85 %)

n° de branche	Branche GMPE	Moyenne (g)	Médiane (g)	Écarts pour moyennes	15 % (g)	85 % (g)	(85 %-15 %) /médiane
1	a10	0.14	0.13	-2.9 %	0.11	0.14	12 %
2	ab06	0.19	0.17	33.6%	0.11	0.25	41 %
3	су08	0.16	0.15	13.6 %	0.13	0.18	17 %
4	aetal14	0.08	0.08	-40.0 %	0.08	0.10	13 %
arbre logique		0.14	0.13		0.09	0.18	35%

Tableau 12 : Répartition des incertitudes sur l'ensemble arbre logique + Monté-Carlo.

b) Influence des incertitudes sur les paramètres d'activité sismique

Pour a10, cy08, aetal14, les incertitudes aléatoires sur les paramètres d'activité sismique (représentées par les lignes verticales bleues sur la Figure 19) sont inférieures aux incertitudes introduites par le changement de relation d'atténuation. (écarts (85 %-15 %)/médiane de 12 %, 17 %, 13 % par rapport à la valeur médiane obtenue sur chaque branche).

Ce n'est pas le cas pour la relation ab06 (Atkinson & Boore, 2006) pour lesquels les incertitudes liées aux itérations de Montecarlo sont très fortes (écart de 41 % par rapport à la valeur médiane).

c) Influence de la magnitude minimale M0

Si on reprend le calcul de l'arbre logique avec les 400 itérations, mais pour une valeur minimale de prise en compte de la magnitude M0=5 (les taux annuels d'activité $\lambda 0$ de chaque zone sont recalculés pour M≥5.0), **le pga obtenu en valeur moyenne est égal à 0.081 g soit une diminution de l'aléa de 43.4 % par rapport au résultat pour M0=4**. Cette forte diminution s'explique par une contribution majoritaire de séismes entre 4.5 et 5.0 qui sont éliminés si on fixe M0=5.0.

d) Influence de la délimitation de la zone 3 – Comores

Dans le zonage sismotectonique, la délimitation de la zone 3 se base à la fois sur les îles, les hauts fonds de Geyser et Leven, et la répartition de la sismicité. Mais sans connaissances des structures tectoniques présentes en mer, le découpage contient une grande part d'arbitraire.

La Figure 20 montre trois propositions de délimitation de la zone Z3 Comores. La première est celle utilisée pour le calcul de référence. La seconde limite la zone en tenant compte des variations de bathymétrie. La superficie de la zone est 32 % plus faible. La troisième est une délimitation entourant la sismicité dans un polygone simplifié sans aucun autre critère. La superficie de la zone est 9 % plus forte que pour le premier zonage.





Figure 20 : 3 modèles de zonage pour la zone Z3 - Comores, en haut modèle utilisé pour le calcul, au milieu alternative n° 1 : limites s'appuyant sur la bathymétrie, alternative n° 3 : limites simplifiées englobant la sismicité.

Pour le calcul, on conserve le même taux d'activité sismique pour les 3 alternatives de zones. Dans l'alternative n° 1, l'activité sismique est plus concentrée, dans l'alternative n° 2, l'activité sismique est plus diluée. Le calcul est effectué pour un arbre logique comprenant les 4 branches de relations d'atténuation mais sans itérations de Monte-Carlo. La valeur moyenne du Pga à 475 ans obtenue est légèrement plus faible (0.13 g au lieu de 0.14 g). Les résultats sont présentés dans le Tableau 13. L'aléa est 23 % plus fort avec l'alternative n° 1 et 15 % plus faible avec l'alternative n° 2.

	Superficie	Pga 475 ans	Variation
	(km²)	(g)	(%)
Z3 référence	14 400	0.13	
Z3 alternative n° 1	9 740	0.16	+23 %
Z3 alternative n° 2	15 700	0.11	-15 %

Tableau 13 : PGA à 475 ans pour les 3 modèles de zone de la zone Z3-Comores.

e) Bilan

L'étude de sensibilité montre pour une période de retour de 475 ans, que :

- <u>l'aléa est fortement influencé par la magnitude minimale de prise en compte</u> (M0=4.0 ou 5.0). En effet dans ces zones d'aléa modéré, les sources les plus contributives à 475 ans sont dans la gamme de magnitude 4.0-5.0 (voir étude de désagrégation). Prendre comme valeur minimale M0=5.0 enlève une très grande partie des contributions et ferait passer le niveau d'aléa dans la zone réglementaire 2 ! ;
- <u>Le choix du GMPE a un impact important</u> (jusqu'à 40 % de variation de l'aléa en fonction du GMPE choisi) ;
- les <u>incertitudes aléatoires peuvent faire varier l'aléa de 10 à 40 %.</u> L'impact est fort si le GMPE est associé à de fortes incertitudes (ab06), moins fort si l'incertitude associé au gmpe est plus réduite ;
- l'aléa est contrôlé par la zone 3-Comores dont les délimitations sont approximatives, par manque de connaissance des structures tectoniques en mer. <u>Selon les a priori sur la délimitation de la</u> zone, des variations de l'aléa jusqu'à 23 % sont possibles.

GMPE et M0 sont les principaux facteurs d'incertitude les plus sensibles. Mais les incertitudes aléatoires sur les paramètres d'activité sismique et les limites de zonages sont aussi des facteurs influents.

3. Aléa sismique de la Réunion

3.1 PRINCIPE DE LA DÉMARCHE

La Réunion est placée en zone de sismicité 2 du zonage réglementaire français (sismicité faible). Les données de séismes y sont peu nombreuses et insuffisantes pour proposer une démarche simplifiée de PSHA comme cela a été proposé pour Mayotte.

La démarche consiste donc a établir un état de connaissance sur la sismicité (paragraphe 3.2) et la tectonique locale et régionale (paragraphe 3.3). La position de la Réunion en zone de sismicité 2 est alors appuyée par un avis d'expert.

La Réunion est souvent comparée à Hawaï (contexte similaire de volcanisme de point chaud en mileu océanique) pourtant le niveau de sismicité y est sensiblement différent. Le paragraphe 3.4 indique les principales différences à partir d'une synthèse bibliographique.

3.2 CATALOGUE DE SISMICITÉ

3.2.1 Sismicite historique

La sismicité historique est connue par les travaux de Vogt (1981) puis de Lambert (1997), complété ensuite dans Sisfrance – Océan-Indien.

Le 1^{er} séisme ressenti à la Réunion date de 1707. Il est fortement ressenti et la population de Saint-Paul, effrayée, se réfugie dans l'église. On ne parle cependant pas de dommages. Un autre séisme fort est signalé en 1709, mais la date reste imprécise et il est possible que ce soit celui de 1707.

De 1707 à 1980, le site Sisfrance-Océan-Indien recense une trentaine de séismes, la plupart ressentis que sur une petite portion de l'île, et nombre d'entre eux sans doute associé à de l'activité volcanique. Le rapport de Rocher (1982) tente de relier les séismes historiques aux dates d'éruptions connues. Mais les informations sont peu précises et les rapprochements parfois hypothétiques.

Un seul séisme est signalé avec du dommage : celui du 26 Août 1751 qui aurait endommagé l'église de Saint-André. Il n'y a aucune précision sur l'état de l'église et aucun autre dégat n'est signalé.

Le séisme du 6 janvier 1863 est largement ressenti sur l'île mais aussi ressenti à Maurice. C'était le seul séisme suffisamment fort pour être ressenti dans ces deux îles (probablement situé en mer, à mi-distance). Le séisme du 27 février 2018 est lui aussi ressenti dans les deux îles. De magnitude mb=4.0, il est plus faiblement perçu que celui de 1863.

Les informations de sismicité historique restent peu nombreuses et peu précises. On retiendra :

- 2 séismes significatifs (1751, 1863) suffisamment fort, soit pour donner de l'endommagement à une église (sans doute fortement vulnérable) ou pour être largement ressenti à grande distance (80 – 100 km) entre les îles Réunion et Maurice ;
- des séismes qu'on peut associer, du fait de leurs dates, aux périodes d'activités volcaniques de la Fournaise ;
- des séismes qui sont ressentis dans différents secteurs de l'île, éloignés du volcan et donc sans doute pas associés à l'activité volcanique de la Fournaise.

Il reste assez difficile d'affecter une intensité à ces événements (intensité III à V). L'intensité VI a pu être atteinte ou dépassée en 1751, sans qu'on puisse l'affirmer de façon fiable.

3.2.2 Sismicité ressentie

À partir des années 1980, les séismes ressentis commencent à être régulièrement mentionnés dans la presse locale. La présence de l'Observatoire du Piton de la Fournaise et le réseau sismique qui commence à s'étendre au-delà du volcan à la fin des années 1990 permettent pour les séismes plus récents d'associer une localisation épicentrale, une profondeur et une magnitude de durée (Md).

Sisfrance Ocean-Indien mentionne 10 séismes ressentis entre 1980 et 1992. La consultation de la presse locale entre 2008 et 2018 permet de signaler 22 séismes ressentis sur cette période.

On a donc en moyenne un séisme ressenti par an, mais faiblement perçu. Les magnitudes données par l'OVPF pour ces séismes vont de 1.7 à 3.2. Le maximum Md 3.2 est observé le 31 mars 2015, pour un séisme en mer à 6.5 km au large de Saint-Paul et ressenti dans l'ouest de l'île. L'échelle de magnitude utilisée par l'OVPF semble sous-évaluée car en général, les séismes sont ressentis par la population à partir d'une magnitude 3. Des séismes de magnitude 1.7 ne sont jamais signalés comme ressentis en France métropolitaine, de telles valeurs indiquées comme ressenties à la Réunion pourraient signifier une sous évaluation de la magnitude.

3.2.3 Sismicité instrumentale régionale

a) À moins de 200 km

La sismicité instrumentale régionale est incluse dans le catalogue décrit au paragraphe 2.2.3 (cf.Tableau 14).

Date	lon	lat	prof	nsta	src_loc	mb	mbsrc	ms	mssrc	ml	mlsrc	md	mdsrc	felt
13/11/1980 09:17:14	55.12	-20.63	25		TAN					3.3	TAN	3.7	TAN	
10/11/1981 12:13:09	54.86	-20.38	25		TAN					4	TAN			
18/06/1982 10:34:06	54.76	-21.31	25		TAN					3.9	TAN			
18/01/1986 23:44:48	54.54	-20.83	25		TAN					3.7	TAN			
18/06/1986 20:50:39	54.88	-20.83	25		TAN					3.9	TAN			
02/11/1987 06:38:59	53.97	-22.43	25		TAN					3.8	TAN			
12/09/1988 02:15:09	55.09	-20.48	25		TAN					4.2	TAN	3.9	TAN	ressenti
18/06/1990 11:42:34	55.07	-21.22	25		TAN					3.8	TAN			ressenti
21/12/1990 04:59:38	54.99	-21.11	25		TAN					4.9	TAN	4.4	TAN	ressenti
12/02/1991 08:21:03	53.55	-20.61	25		TAN					3.2	TAN			
06/01/1993 03:18:41	55.12	-20.76	25		TAN					3.5	TAN			
05/04/2007 20:48:53	55.65	-21.18	10	77	ISC	4.5	ISC	4.8	ISC	3.5	IDC			éruption
14/04/2007 00:19:50	55.54	-21.38	0		IDC	3.9	IDC	4.2	IDC	3	IDC			éruption
27/02/2018 19:25:43	56.54	-20.98	12		NEIC	4.1	NEIC							ressenti

Tableau 14 : Séismes à proximité de la Réunion d'après le catalogue instrumental 1900-2018 ; les magnitudes sont mb, ms, ml ou md et les localisations proviennent de l'Observatoire de Tananarive (TAN), du CTBT (IDC) , NEIC et ISC. À une distance inférieure à 200 km de l'île, on recense 14 séismes : 11 séismes de magnitude entre 3 et 4.5 ne sont vus que par le réseau de l'Observatoire de Tananarive (TAN période 1978-1995). Seulement 3 sont détectés par les réseaux internationaux : 2 séismes d'Avril 2007 (forte crise volcanique du Piton de la Fournaise avec effondrement de la caldeira centrale) et le séisme du 27 février 2018, entre Réunion et Maurice.

Les séismes localisés avec le réseau de Madagascar entre 1978 et 1995 ont de larges incertitudes de localisation du fait d'un réseau peu étendu sur les Hauts Plateaux de Madagascar. Ils permettent néanmoins d'abaisser fortement le seuil de détection sur cette période. Le plus fort séisme signalé a une magnitude Md 4.4 ou MI 4.9. Ce séisme est indiqué comme ressenti avec une intensité IV vers Saint Louis (Sisfrance) ce qui parait faible si ce séisme était vraiment avec une magnitude entre 4.5 et 4.9.

À l'inverse, le séisme du 5 Avril 2007 à 20 :48 GMT, indiqué avec une magnitude mb=4.5 par l'ISC est donné avec une magnitude md=3.2 par l'Observatoire (Staudacher *et al.,* 2008).

Le catalogue de sismicité instrumentale autour de la Réunion reste peu fiable, avec un seuil de détection élévé, des incertitudes de localisation et de magnitude qui restent fortes. Ce catalogue est inexploitable pour une évaluation de PSHA même simplifié.

On peut considérer le séisme du 5 avril 2007 comme le plus fort séisme instrumental connu à la Réunion. Il est d'origine volcanique, associé à un effondrement de caldeira.

b) À plus de 200 km de l'île

Le seuil de détection élevé empêche de voir s'il y a de la sismicité significative associée aux structures tectoniques préxistantes (Zones de Fractures de Mahanoro, de Maurice, Paléo-rift, voir Figure 21). Quelques séismes proches de magnitude 4.5 y sont détectés (voir 1982, 1996).

À noter que le 12 Novembre 2019, un séisme intraplaque océanique de magnitude mb=4.8 se produit à 215 km à l'est de Maurice et est ressenti dans cette île. Il s'agirait du plus gros séisme instrumental dans la région (mais à plus de 600 km de la Réunion et sans effet à la Réunion).

Bien qu'en domaine intraplaque océanique, il semble y avoir des séismes en mer régionalement (voir 1863, 2018, novembre 2019) mais le manque de stations sismiques et de données ne permet pas de faire une analyse sismotectonique régionale.

On notera qu'aucun séisme de magnitude 5.0 et plus n'est répertorié dans un rayon de 500 km autour de la Réunion, alors qu'il y en a 8 autour de Mayotte entre 1980 et 2018, ce qui confirme la faible sismicité par rapport à Mayotte, qui elle-même n'est qu'en sismicité modérée.



Figure 21 : Sismicité dans le Bassin des Mascareignes à partir du catalogue 1900-2018.

3.2.4 Sismicité instrumentale locale

L'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) dispose d'un réseau sismologique permanent qui, jusqu'en fin des années 1990, ne couvre que le massif de la Fournaise. Il s'est ensuite étendu à l'ensemble de l'île (Figure 22).



Figure 22 : Réseau sismologique permanent de l'OVPF-IPGP.

L'OVPF diffuse des cartes mensuelles de la microsismicité de l'île dans les bulletins de l'Observatoire (voir sur la Figure 23 pour le mois de septembre 2019). De 30 à 60 séismes sont comptés chaque mois en dehors des périodes éruptives. Aucun n'est suffisamment fort pour être ressenti (en moyenne un seul par an).





Figure 23 : localisation des épicentres en Septembre 2019 (bulletin OVPF).

Michon *et al.* (2007) montrent une carte de la microsismicité de l'île sur 7 ans entre 1998 et 2004 (Figure 24). On a bien une microsismicité diffuse répartie sur l'ensemble de l'île et qui semble relativement profonde (entre 15 et 30 km).



Figure 2. Map of the post-1997 seismicity occurring on La Réunion Island. Location of Figures 4, 8, and 9 is indicated by rectangles. Black dots represent the seismic stations of the Piton de la Fournaise Volcano Observatory.

Figure 24 : Sismicité 1998-2004 à la Réunion d'après Michon et al. (2007). Les points noirs indiquent les stations sismiques du Piton de la Fournaise.

Une des explications avancées pour ces séismes profonds est l'enfoncement de la croûte océanique sous le poids de l'île (Dossier Départemental des Risques Majeurs DDRM Réunion, 2016 http://www.reunion.gouv.fr/IMG/pdf/ddrm_final_v11f_decembre2016_signe_basse_definition.pdf).

Il semble cependant qu'il n'y a pas de flexure significative de plaque lithosphérique observée à la Réunion (De Voogd *et al.* 1999, Lenat, 2016). Alors que dans d'autres contextes volcaniques océaniques, comme à Hawaï (voir plus loin), la sismicité associée à la flexure de plaque peut être forte, ce ne semble pas être le cas à la Réunion. Des séismes profonds (15-20 km) sont observés mais avec de faible magnitude.

La carte de la Figure 24 ne montre que la sismicité 1998-2004. Il serait intéressant de l'actualiser avec la sismicité de l'OVPF jusqu'en 2019. L'OVPF ne diffuse pas de catalogue pour cette sismicité. Une étude plus précise de la micro-sismicité de l'île est à demander à l'OVPF-IPGP.

a) Sismicité liée au volcan actif

La sismicité à l'aplomb du volcan est liée au fonctionnement des chambres magmatiques superficielles. Les séismes qui sont générés par la remontée de magma et par fracturation de la roche encaissante sont nombreux, superficiels, généralement de magnitude faible à modérée et restent proches la zone d'activité magmatique (voir exemple pour la crise de 2007 sur la Figure 24 d'après Michon *et al.*, 2007).

Une autre cause est l'effondrement du toit de la chambre magmatique après une vidange importante. Voir par exemple la crise d'Avril 2007 (Michon *et al.* 2007, Staudacher *et al.* 2008) avec un séisme estimé avec une magnitude mb=4.5.

On reste sur des séismes de taille modérée, dans des zones éloignées des zones d'habitation et donc des effets sur le bâti qui restent négligeables.

3.3 SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE DU CONTEXTE TECTONIQUE RÉGIONAL

L'île de la Réunion se situe dans l'Océan Indien à mille kilomètres à l'ouest de la Dorsale Centrale Indienne, à mille kilomètres au nord du la Dorsale Sud Ouest indienne et à 700 km à l'est des côtes de Madagascar, donc en domaine intraplaque océanique stable très éloignée des zones tectoniques actives. (Figure 25).



3.3.1 Dorsales océaniques et bassin des Mascareignes

Figure 25 : Contexte géodynamique de la Réunion (d'après Lenat, 2016).

L'ouverture de l'Océan Indien débute à partir de 175 Ma avec la séparation du Gondwana entre l'Afrique et un bloc Madagascar, Inde, Australie et Antarctique (Coffin & Rabinowitz, 1987, Smith and Sandwell, 1997)

Le Bassin des Mascareignes, dans lequel se situe l'île de la Réunion, se forme à partir de 83 Ma marquant la séparation de l'Inde et de Madagascar (Bernard & Munchy, 2000 ; Dyment, 1991). Le bassin est composé de 9 zones séparées par de grandes failles transformantes (Bernard & Munchy, 2000).

Le centre d'accrétion du Bassin des Mascareignes s'éteint progressivement à partir de l'anomalie magnétique 27 au nord du bassin et l'anomalie 25 pour sa partie sud (entre 67 et 59 Ma). À cette date l'extension océanique se déplace sur la Ride Centrale Indienne séparant les Seychelles de l'Inde. (Figure 25).

La vitesse pour la Ride Centrale Indienne est de 30 mm/an à l'équateur et monte à 49 mm/an au niveau du point triple de Rodrigues (basculement de la ride Centrale Indienne vers les Rides Sud Ouest Indienne et Sud Est indienne).

La ride Sud Ouest Indienne marque la séparation de l'Antarctique a une vitesse relativement lente de 12 à 18 mm/an.

3.3.2 Le point chaud

La Réunion est une île volcanique active associée à du volcanisme de point chaud. Le déplacement de la plaque tectonique au dessus d'un panache mantellique entraîne le déplacement du volcanisme actif. Cette hypothèse de point chaud est supportée notamment par Duncan 1990 ; Duncan *et al.* 1989 ; Georgen *et al.* 2001; Storey 1995. Sur la Figure 26 (Mahoney *et al.*, 2002) on peut suivre l'évolution de ce point chaud, à l'aplomb du plateau de Deccan en Inde vers 65-66 Ma puis suivant l'axe des îles Laquedives, Maldives et Chagos entre 65 et 40 Ma. L'ouverture de la Ride Centrale Indienne crée une discontinuité dans l'axe volcanique, séparant les Chagos du Plateau de Nazareth (Figures 25 et 26). La trace du point chaud se poursuit ensuite sur l'île Maurice puis la Réunion.



Figure 26 : Trace du Hot-spot entre le plateau du Deccan en Inde et la Réunion (d'apres Mahoney et al., 2002). Les points noirs représentent la position du point chaud tous les 10 Ma.

3.3.3 L'île de la Réunion et le Piton de la Fournaise

La Réunion est la partie émergée d'un édifice volcanique de 7 km de haut par rapport au plancher océanique et d'un diamètre de 220-240 km. Le commencement de la construction de l'édifice serait d'environ 5 Ma (Gillot *et al.,* 1994) et les plus anciens basaltes.

L'île est composée de 2 boucliers volcaniques : Le piton des Neiges et le Piton de la Fournaise. Les dernières éruptions de la Fournaise dateraient de 12 000 ans (Deniel *et al.,* 1992). La Fournaise a commencé son activité il y a 150 000 ans.



Figure 27 : Bathymétrie et anomalie gravimétrique autour de la Réunion (Lénat, 2016).

3.4 COMPARAISON AVEC HAWAÏ

En apparence Hawaï et la Réunion ont de nombreuses similitudes : volcan actif à l'extrémité d'une chaîne volcanique de Hotspot en contexte intraplaque océanique. L'activité sismique d'Hawaï est cependant beaucoup plus élevée qu'à la Réunion.

3.4.1 Contexte tectonique d'Hawaï

Les volcans d'Hawaï se situent à l'extrémité sud-est d'une longue chaîne de volcans sous-marin de plus de 6 100 km de long depuis le seamount Meiji près du Kamchatka au nord jusqu'à seamount Lō'ihi au sud de l'île d'Hawaï. (Figures 28 et 29). Cette chaîne est intraplaque, au milieu de la plaque tectonique Pacifique et l'île Hawaï est à plus de 3 800 km du continent le plus proche. C'est la plus longue chaîne du monde avec au moins 129 volcans distincts (Clague, 1966).

L'orientation linéaire de la chaîne et la progression de l'âge des volcans a conduit à l'hypothèse de la formation de la chaîne au dessus d'un panache mantellique stationnaire (Wilson, 1963 ; Morgan, 1972). L'âge des volcans est en lien avec le déplacement de la plaque Pacifique de ~10 cm/an vers le NE depuis au moins 15 Ma (Clague and Dalrymple, 1987; Garcia *et al.*, 1987).

La Figure 30 montre la formation des îles d'Hawaï selon ce processus de Hot-Spot (Tilling *et al.,* 2010).



Figure 28 : La chaîne volcanique de la ride d'Hawaii et des monts Empereurs au cœur de la Plaque Pacifique (Tilling et al. 2010).



Figure 29 : Les îles d'Hawaï d'après Tilling et al. (2010). En rouge les éruptions volcaniques des deux derniers siècles concentrées sur l'île d'Hawaï et sur le volcan sous-marin Lō'ihi.



Figure 30 : Schéma du Hot-spot d'Hawaï et de la formation de la chaîne volcanique depuis 5 ma (Tilling et al., 2010).

Le plus jeune volcan de la chaîne est le seamount Lō'ihi, à 35 km au sud de l'île d'Hawaï, découvert en 1952 à la suite d'un essaim sismique (voir Garcia *et al.,* 2006).

Le volcanisme récent concerne les deux volcans les plus au sud de l'île d'Hawaï et le Lō'ihi.

3.4.2 La sismicité d'Hawaï

Un catalogue de sismicité historique de 1823 à 1959 a été constitué par Klein et Wright (2000). Il complète le catalogue de sismicité instrumentale de l'USGS et du HVO (Hawaiian Volcano Observatory). Les principaux séismes sont indiqués sur la Figure 31 (Klein, 2016).



Figure 31 : Les volcans de l'île Hawaï et la sismicité historique (magnitudes supérieures à 6.0) d'après Klein (2016). En rouge les séismes profonds dans le manteau supérieur.

La dernière crise sismique importante date de mai 2018 avec un séisme principal de magnitude Mw=6.9 sur le flanc sud du Kilauea (cf. Figure 32).



Figure 32 : Épicentre du séisme de mai 2018 Mw6.9 (Liu et al., 2018).

Klein (2016) indique 3 classes de séismes sur l'île d'Hawaii :

- la première classe est associée à la propagation de magma et dykes et ces séismes sont localisés à 2-4 km sous les caldeiras actives et les zones de rifts (Klein *et al.,* 1987) ;
- la seconde classe se situe au niveau des flancs des volcans actifs entre les rifts et la côte. Les séismes historiques les plus forts sont de ce type. Le séisme de magnitude Mw 7.9 de 1868 se produit sur le flanc sud du Mauna Loa et le séisme de Magnitude Mw 7.7 du 29 novembre 1975 sur le flanc sud du Kilauea. Les flancs sud des volcans Kilauea et Mauna Loa sont mobiles et bougent latéralement sur une surface de décollement à 9 km de profondeur (Tilling and Dvorak, 1993). Les contraintes à l'origine de ces séismes de flanc dérivent de la croissance des zones de rift adjacent et de « propagation gravitationnelle » (Denlinger et Morgan, 2014) ;
- la troisième classe est plus largement distribuée autour de l'île et à des profondeurs allant jusqu'à 60 km. Ces séismes profonds ont des magnitudes observées jusqu'à 6.7 comme pour le séisme du 15 Octobre 2006. Ces séismes sont liés à la flexure et à la subsidence sous le poid du volcan (Walcott, 1976 ; Moore, 1970 ; Klein and Koyanagi, 1989 ; Wolfe *et al.*, 2004 ; Pritchard *et al.*, 2007, Klein 2016).

La Figure 33 montre une coupe en profondeur de la répartition des séismes. Les séismes de la 3^{ème} classe liée à la flexure peuvent avoir de fortes magnitudes (M6.8 en 1871 et 1938, cf. Figure 34) et se produisent jusqu'à 300 km du point de charge maximum au centre d'Hawaï).

Klein (2016) propose un modèle sismo-tectonique pour expliquer les 3 classes de séismes (Figure 35). Son modèle de flexure de plaque indique :

- une cassure de la plaque lithosphérique sous le centre de charge ;
- un plan neutre vers 20 km de profondeur qui explique l'absence de sismicité autour de cette profondeur ;
- des différences d'orientations d'axe de pression et de tension entre la partie de plaque flexurée au dessus du plan neutre et en dessous.



Figure 33 : Profondeur des séismes sous l'île d'Hawaï (d'après Klein, 2016).



Figure 34 : Séismes reliés à la flexure de plaque sous Hawaï (d'après HVO sur <u>https://www.bigislandvideonews.com/2019/02/15/volcano-watch-offshore-hawaii-earthquakes-explained/)</u>



Figure 35 : Modèle sismo-tectonique de Klein (2016).

3.4.3 L'aléa sismique d'Hawaï

L'aléa sismique d'Hawaï a été étudié par Klein *et al.* (2001). La carte pour le pga et 2 % de probabilité en 50 ans (2 500 ans de période de retour qui est la référence pour le code IBC) est illustrée sur la Figure 36.

L'aléa sismique est aussi fort à Hawaï qu'autour des zones les plus actives des États-Unis comme la Californie.



Figure 36 : Aléa sismique de l'Archipel d'Hawaï à 2 500 ans ou 2 % de probabilité sur 50 ans (<u>https://www.usgs.gov/media/images/2014-seismic-hazard-map-hawaii)</u>

3.4.4 Comparaisons entre Hawaï et la Réunion

Les différences entre Hawaii et Réunion ont été étudiées par Peltier et al. (2015).

Un point qui semble primordial est la vitesse du mouvement de la plaque tectonique au dessus du Hotspot. La plaque Pacifique se déplace au dessus du Hotspot d'Hawaï avec une vitesse de 10 cm/an. La plaque Somalie se déplace au dessus du Hotspot de la Réunion à 2 – 2.5 cm/an (DeMets *et al.*, 1994).

En conséquence, les volcans d'Hawaii ont une durée de vie plus courte que ceux de la Réunion. Mais **cette courte période d'activité est compensée par de plus grosses émissions de magma**. Le volume émis par le Piton de la Fournaise représente moins de 10 % du volume émis par le Kilauea (Peltier *et al.*, 2015).

Le plus gros volume des volcans d'Hawaii entraîne une **charge plus forte sur la croûte océanique avec une flexure de la lithosphère**. À l'inverse **il n'y a pas de flexure de plaque observée à la Réunion** (De Voogd *et al.,* 1999). Michon *et al.* (2007) interprètent cette absence de flexure par une érosion thermique qui conduit à un déséquilibre isostatique et un uplift de la lithosphère qui vient contre-balancer la charge de l'édifice volcanique.



Figure 13. (a) The impact of a plume emplacement below a fast moving plate. The fast plate movement above the mantle anomaly does not allow significant thermal erosion of the base of the lithosphere below the volcanic island. The volcano load subsequently leads to a lithospheric flexure as in Hawaii. Dotted shapes represent the mantle anomaly location at different times. (b) Efficient thermal erosion of a slow moving lithosphere. The thermal erosion induces an isostatic disequilibrium and an uplift of the lithosphere, which at least balances the load of the volcanic edifice. This evolution may partly explain the lack of lithospheric flexure below La Réunion Island.

Figure 37 : Schéma de Michon et al. (2007) sur la flexure lithosphérique au dessus d'un panache mantellique.

Deux causes principales de forts séismes, présents à Hawaï, n'existent pas actuellement à la Réunion :

- le glissement de flancs du volcan sur une surface de décollement de plusieurs kilomètres ;
- la sismicité liée à la flexure de plaque.

L'aléa sismique à la Réunion ne peut donc pas être de niveau similaire à celui d'Hawaï et les observations de sismicité historique depuis au moins 200 ans à la Réunion le confirment.
4. Conclusions

4.1 CONCLUSIONS POUR L'ALÉA SISMIQUE DE MAYOTTE

La sismicité autour de Mayotte et de l'Archipel des Comores est relativement modérée mais reste encore mal connue.

- la sismicité historique ne permet pas de donner un aperçu exhaustif antérieur au XX^{ème} siècle. Les références bibliographiques du XIX^{ème} siècle sont peu nombreuses mais sont sans doute à explorer un peu plus ;
- le seuil de détection pour la sismicité instrumentale est élevé, sans doute autour de Mw=4.5 à la veille de la crise de 2018, et autour de magnitude 5.0 avant 1980. Les stations sismiques permanentes sont peu nombreuses et l'incertitude sur les localisations est forte (probablement supérieure à 20 km dans la plupart des cas);
- la surveillance mise en place à Mayotte depuis 2018 permet d'améliorer le seuil de détection (magnitude entre 3 et 3.5 sur les Comores, magnitude de l'ordre de 4.0 sur la ride de Davie) mais le contexte insulaire ne permet pas d'obtenir un réseau bien réparti et proche des sources sismiques. Il y aura des améliorations dans le catalogue de sismicité mais pas avant de nombreuses années pour obtenir suffisamment de données permettant de faire une évaluation d'aléa sismique probabiliste fiable sur Mayotte et les Comores ;
- la connaissance structurale reste très limitée et ne permet pas d'avoir un zonage sismotectonique fin.

Un PSHA de premier ordre a pu être fait ici avec des conditions de simplification très fortes :

- des zones sismotectoniques très larges pour disposer de suffisamment de données de séismes ;
- des délimitations de zone très simplifiées ;
- des choix de GMPE très larges ;
- des magnitudes maximales arbitrairement imposées en se basant sur un contexte régional élargi (Afrique de l'Est + Océan Indien).

Les incertitudes sur le PGA à 475 ans sont de l'ordre de +-35 % autour de la valeur moyenne de pga obtenue, avec comme condition principale de prendre en compte une magnitude minimale de 4.0, qui englobe les séismes les plus contributifs pour une période de retour de 475 ans dans ce contexte de sismicité modérée. Si on prend une magnitude minimale de 5.0, comme dans beaucoup d'études de PSHA menées en zone active, le niveau d'aléa devient beaucoup plus faible.

La crise sismo-volcanique de 2018 a été prise en compte dans le calcul d'activité sismique de la zone des Comores. Après déclusterisation, l'essaim sismique est représenté comme un événement unique. 2 possibilités ont été étudiées : la magnitude assimilée à l'évènement maximal Mw=5.9 ou la magnitude assimilée au moment sismique cumulé Mw=6.5. Les changements sur la pente b-value de la loi Gutenberg-Richter ou sur le taux annuel d'activité λ de la zone Comores sont peu importants (b-value 1.33 ou 1.38, λ 4.2 ou 4.4). L'occurrence d'un évènement de ce type dans la zone Comores serait de 500 à 700 ans environ. Il n'y a pas, à notre connaissance, de méthodologie définie pour la prise en compte d'un essaim sismique de ce type dans une étude de PSHA. Nous avons voulu montrer ici, en prenant les 2 possibilités de magnitude (5.9 ou 6.5) qu'elle avait peu d'impact sur un aléa à 475 ans avec une méthode simplifiée. Une autre possibilité serait d'isoler la zone de l'essaim pour en faire une zone à part avec des paramètres d'activité sismiques qui seraient spécifiques à cette zone. Ce n'était pas faisable dans le cadre de cette étude. D'une part la crise sismique était en cours et nous n'avions pas les paramètres finaux à prendre en compte. D'autre part, la période de retour d'une telle crise sismo-volcanique est encore inconnue. En intégrant l'essaim dans la zone

3 – Comores, avec l'hypothèse qu'elle s'intégrait à l'activité sismique régionale, nous pouvions donner un ordre de grandeur de périodicité minimale (500 à 700 ans pour l'essemble de la zone) qui sera à comparer aux études et datations volcaniques des études scientifiques futures.

À noter que les b-values obtenus sur l'ensemble de la région (Madagascar, Comores, Canal du Mozambique) sont remarquablement homogènes autour de 1.3. Ce type de valeur de b-value très supérieur à 1 est souvent observé dans les zones de rifts et les zones volcaniques actives. Le résultat est cohérent avec le contexte régional et différe fortement de ce qu'on a en France métropolitaine (b-values de 0.8 à 1.0)

De fortes incertitudes existent sur la magnitude maximale possible, des magnitudes de l'ordre de 7.0 ont été prises, par comparaison de ce qu'on a pu observer en Afrique de l'Est. L'impact sur l'aléa à 475 ans est négligeable du fait que les sources les plus contributives sont autour de magnitudes entre 4.5 et 5.0. L'impact pour des périodes de retour de 5000 ans est sans doute plus important.

<u>L'accélération PGA à 475 ans</u> est située dans une marge d'erreur entre 0.09g et 0.18g avec <u>une valeur moyenne de 0.13 g</u>. Dans le zonage réglementaire parasismique national, la zone 3 (sismicité modérée) est définie pour une gamme de PGA entre 0.11g et 0.16 g. La marge d'erreur obtenue ici est supérieure à la gamme de définition de la zone 3.

La valeur moyenne obtenue est en faveur du maintien de Mayotte en zone réglementaire 3. Les marges d'erreur indiquent néanmoins que, selon les paramètres choisis, un positionnement en zone réglementaire 2 ou 4 reste possible.

Seule une amélioration de l'état de connaissance régional permettra de réduire les marges d'erreur.

4.2 CONCLUSIONS POUR L'ALÉA SISMIQUE DE LA RÉUNION

La Réunion se situent dans un contexte intraplaque océanique. La sismicité régionale semble faible et on ne connait aucun séisme significatif qui ait pu provoquer des dommages conséquents. La sismicité régionale, sans doute associée à des périodes de retour longues, reste peu connue car peu surveillée, comme dans le cas de Mayotte. Mais le contexte est sensiblement différent car l'activité sismique y est beaucoup moins nombreuse qu'à Mayotte.

Un calcul d'aléa sismique probabiliste dans cette région y est impossible : les données de sismicité sont insuffisantes, les structures tectoniques en mer susceptibles d'être réactivées ne montrent pas de sismicité forte (supérieure à 5) et la sismicité de magnitude inférieure à 4.5 n'est pas détectée.

Une comparaison a été effectuée avec Hawaï à partir d'une synthèse bibliographique. La forte activité sismique qu'on observe là-bas est liée à une activité volcanique beaucoup plus importante, des ruptures de flancs importantes et une flexuration de la plaque lithosphérique. Ces conditions peuvent difficilement s'apppliquer à la Réunion.

Basée sur la sismicité historique depuis 1750 et sur la sismicité instrumentale et ressentie depuis la création de l'Observatoire volcanologique dans les années 1980, <u>il n'y a pas</u> <u>d'éléments permettant de remettre en question la position de la Réunion en zone de sismicité 2</u> pour la réglementation parasismique nationale.

5. Références bibliographiques

Aki K. (1965) - Maximum likelihood estimate of b in the formula log N= a-bM and its confidence limits. Bulletin of the Earthquake Research Institute Tokyo University, 43, 237-239.

Ayele, A. (2017) - Probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) for Ethiopia and the neighboring region. Journal of African Earth Sciences 134 (2017) 257e264.

Bwambale B., Bagampadde U., Gidudu A., Martini F. (2015) - Seismic Hazard Analysis for the Albertine Region, Uganda – A Probabilistic Approach. Sout African Journal of Geology, Vol 118.4, pp 411-424 doi:10.2113/gssajg.118.4.411

Abrahamson, N. A. and W. Silva (2008) - "Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground Motion Relations", Earthquake Spectra, 24(1): 67-97.

Akkar S, Bommer JJ (2010) - Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean region, and the Middle East. Seismol Res Lett 81(2):195–206.

Akkar S, Sandikkaya MA, Bommer JJ (2014) - Empirical ground-motion models for point- and extended source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. Bull Earthq Eng 12:359–387.

Atkinson, G. M. (2010) - Ground motion prediction equations for Hawaii from a referenced empirical approach. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(2):751-761, Apr 2010. doi: 10.1785/0120090098.

Atkinson G, Boore D. (2006) - Earthquake ground-motion prediction equations for eastern North America. Bull Seismol Soc Am 96:2181–2205.

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.

Ayele A. (2017) - Probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) for Ethiopia and the neighboring region. Journal of African Earth Sciences 134 (2017) 257-264.

Barth, A., Wenzel, F., Giardini, D. (2007) - Frequency sensitive moment tensor inversion for light to moderate magnitude earthquakes in eastern Africa. Geophys. Res. Lett. 34, L15302.

Bassias, Y., & L. Leclaire (1990) - The Davie Ridge in the Mozambique Channel: crystalline basement and intraplate magmatism, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 4, 67–90.

Bernard A, Munschy M. (2000) - Were the Mascarene and Laxmi Basins (western Indian Ocean) formed at the same spreading centre? C R Acad Sci Paris Sci de la Terre et des Planètes Earth Planet Sci 330:777–783

Bertil, D., Regnoult, J.M. (1998) - Seismotectonics of Madagascar. Tectonophysics 294, 57–74.

Bertil, D., Roullé, A., Lemoine, A., Colombain, A., Hoste-Colomer, R., Gracianne, C., Meza-Fajardo, K., Maisonhaute, E., Dectot, G. (2019) - MAYEQSwarm2019: BRGM earthquake catalogue for the Earthquake Swarm located East of Mayotte. 2018 May 10th - 2019 May 15th, <u>https://doi.org/10.18144/rmg1-ts50</u>.

Bindi D., Massa M., Luzi L., Ameri G., Pacor F., Puglia R. and Augliera P. (2014) - Pan-Eurppean ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5 %-damped PSA at spectral periods up to 3.0 using the RESORCE dataset, Bulletin Earthquake Engineering, 12, 391-430, doi: 10.1007/s10518-013-9525-5.

Boore DM, Atkinson GM. (2008) - Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5 %-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. Earthq Spectra 24(1):99–138

Bwambale B., Bagampadde U., Gidudu A., Martini F. (2015) - Seismic Hazard Analysis for the Albertine Region, Uganda – A Probabilistic Approach. Sout African Journal of Geology, Vol 118.4, pp 411-424 doi:10.2113/gssajg.118.4.411.

Calais, E., Ebinger, C., Hartnady, C. & Nocquet, J.M. (2006) - Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data, Geological Society, London, Special Publications, 259(1), 9-22.

Campbell, K. W. and Y. Bozorgnia (2008) - "NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped Linear Elastic Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 s", Earthquake Spectra, 24(1): 139-171.

Cassini (1786) - Histoire physique de l'année 1786, in Histoire de l'Académie Royale des Sciences, Mémoires de Mathématiques et de Physique tirés des registres de cette Académie, Paris, 1786, pp 323-325.

Clague, D.A. (1996) - The growth and subsidence of the Hawaiian-Emperor volcanic chain. In: Keast, A., Miller, S.E. (Eds.), The origin and evolution of Pacific Island biotas, New Guinea to Eastern Polynesia: patterns and processes, SPB Academic Publishing, Amsterdam, pp. 35- 50.

Clague, D.A., Dalrymple, G.B. (1987) - The Hawaiian-Emperor Volcanic Chain. In: Decker, R.W., Wright, T.L., Stauffer, P.H. (Eds.) Volcanism in Hawaii. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350, pp. 5-54

Coffin MF, Rabinowitz PD. (1987) - Reconstruction of Madagascar and Africa: evidence fron the Davie fracture zone and western Somali basin. J Geophys Res 92(B9):9385–9406

Chiou B, Youngs RR (2008) - An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. Earthq Spectra 24(1):173–215

Chiou BS-J, Youngs RR (2014) - Update of the chiou and youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. Earthq Sp 30:1117–1153

Cornell C.A. (1968) - Engineering Seismic Risk Analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 58, no. 5, 1583-1606.

De Voogd B., Palomé S.P., Hirn A., Charvis P., Gallart J., Rousset D., Dañobeita, Perroud H. - (1999) Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion. Journal of Goephysical Research, Vol. 104, NO. B2, pp 2855-2874.

Davis, J.K., Lawver, L.A., 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. Https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.010

Debeuf, D. (2004) - Étude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte, Archipel des Comores, océan Indien: approches structurales, pétrographique, géochimique et géochronologique, PhD, La Réunion University, 277p.

Delvaux, D. & Barth, A. (2010) - African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data, Tectonophysics, 482, 105-128.

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. (1994) - Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophysical Research Letters, vol. 21, NO. 20, pp 2191-2194.

DeMets, C., Gordon, R.G. & Argus, D.F. (2010) - Geologically current plate motions, Geophysical Journal International, 181(1), 1-80.

Deniel, C., Kieffer, G., Lecoindre, J. (1992) - New 230Th–238U and 14C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion - a revised chronology for the differentiated series. J. Volcanol. Geotherm. Res. 51, 253–267.

Denlinger, R. P., and J. K. Morgan (2014) - Instability of Hawaiian volcanoes, in Characteristics of Hawaiian Volcanoes, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1801, chap. 4, pp. 149–176, U.S. Geol. Surv., Reston, Va.Duncan et al. 1989.

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, Geophysical Journal International, 193(3), 1353-1369.

Deville E., Marsset T., Courgeon S., Jatiault R., Ponte J. P., Thereau E., ... & Droz, L. (2018) - Active fault system across the oceanic lithosphere of the Mozambique Channel: Implications for the Nubia–Somalia Southern plate boundary. Earth and Planetary Science Letters, 502, 210-220.

Duncan RA (1990) - The volcanic record of the Reunion hotspot. In: Duncan RA, Backman J, Dunbar RB, Peterson LC (eds) Proceedings of ocean drilling Program science results, vol 115, pp 3–10.

Dyment J. (1991) - Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'Océan Indien: apport des anomalies magnétiques. Ph.D. Thesis, Strasbourg, 374 pp.

Dziewonski, A.M., Chou, T.A. and Woodhouse, J.H. (1981) - Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. Journal of Geophysical Research 86: doi: 10.1029/JB086iB04p02825. issn: 0148-0227.

Garcia, **M.O.**, **Grooms**, **D.**, **Naughton**, **J.** (1987) - Petrology and geochronology of volcanic rocks from seamounts along and near the Hawaiian Ridge. Lithos 20, 323-336.

Garcia M.O., Caplan-Auerbach J., De Carlo E.H., Kurz M.D., Becker N. (2006) - Geology, geochemistry and earthquake history of Lồihi Seamount, Hawaìi's youngest volcano. Geochemistry, Volume 66, Issue 2, Pages 81-108, <u>https://doi.org/10.1016/j.chemer.2005.09.002</u>.

Georgen JE, Lin J, Dick HJB (2001) - Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotpots with the Southwest Indian Ridge: effects of transform offsets. Earth Planet Sci Lett 187:283–300.

Emerick, C.M. & Duncan, R.A. (1982) - Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, eastern Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics, Earth Planet Sci Lett 60(3), 415–428.

Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski. The global CMT project 2004-2010: Centroidmoment tensors for 13,017 earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., 200-201, 1-9, 2012. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.

Flower, M. F. J., & Strong, D. F. (1969) - The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores Archipelago, Earth and Planetary Science Letters, 7(1), 47-50.

Gevrey A. (1870) - Essai sur les lles Comores. Editeur A. Saligny (Pondichéry). 307 p. ark:/12148/bpt6k62208586.

Grimison, N.L., Chen, W.P. (1988) - Earthquakes in Davie Ridge–Madagascar region and the southern Nubian–Somalian boundary. Journal of Geophysical Research 93, 10439–10450.

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, C. J. H. (2002) - Earthquake hazard in Africa: perspectives on the Nubia-Somalia boundary: news and view. South African journal of science, 98(9-10), 425-428.

Hodge, M., J. Biggs, K. Goda, W. Aspinall (2015) - Assessing infrequent large earthquakes using geomorphology and geodesy: the Malawi Rift. Nat Hazards 76:1781–1806. DOI 10.1007/s11069-014-1572-y.

Horner Johnson, B.C., Gordon, R.G. & Argus, D.F. (2007) - Plate kinematic evidence for the existence of a distinct plate between the Nubian and Somalian plates along the Southwest Indian Ridge, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B5).

International Seismological Centre, On-line Bulletin, http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2016. <u>http://doi.org/10.31905/D808B830</u>.

Jonathan, E. (1996) - Some aspects of seismicity in Zimbabwe and Eastern and Southern Africa, M. Sc. Thesis, Institute of Solid Earth Physics, University Bergen, Bergen, Norway, p. 100.

Klein, F. W., and T. L. Wright (2000) - Catalog of Hawaiian Earthquakes 1823–1959, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1623, 90 pp., U.S. Geol. Surv., Reston, Va.

Klein, F. W., A. D. Frankel, C. S. Mueller, R. L. Wesson, and P. G. Okubo (2001) - Seismic Hazard in Hawaii: High rate of large earthquakes and probabilistic ground-motion maps, Bull. Seismol. Soc. Am., 91, 479–498.

Klein, F. W., R. Y. Koyanagi, J. S. Nakata, and W. R. Tanigawa (1987) - The seismicity of Kilauea's magma system, in Volcanism of Hawaii, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., vol. 1350, chap. 43, edited by R. W. Decker, T. L. Wright, and P. H. Stauffer, pp. 1019–1186, U.S. Geol. Surv., Reston Va.

Klein, F. W., and R. Y. Koyanagi (1989) - The seismicity and tectonics of Hawaii, in The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, Volume N of the Decade of North American Geology, edited by J. Winterer, D. Hussong, and R. Decker, pp. 238–252, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo.Klein et al. (2001);

Klein, F. W. (2016) - Lithospheric flexure under the Hawaiian volcanic load: Internal stresses and a broken plate revealed by earthquakes, J. Geophys. Res. Solid Earth, 121, 2400–2428, doi:10.1002/2015JB012746.

Klimke, J., Franke, D., Gaedicke, C., Schreckenberger, B., Schnabel, M., Stollhofen, H., Rose, J. & Chaheire, M. (2016) - How to identify oceanic crust—Evidence for a complex break-up in the Mozambique Channel, off East Africa, Tectonophysics, 693, 436-452.

Lambert J. (1997) - Contribution au relevé de la sismicité historique des îles de la Reunion, de Maurice et des Comores. BRGM R39736, 56 p.

Lénat, J.F. (2016) - Geodynamic Setting of La Réunion. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2016. P. Bachèlery et al. (eds.), Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean, Active Volcanoes of the World, DOI 10.1007/978-3-642-31395-0_2.

Liu, C., Lay, T., & Xiong, X. (2018) - Rupture in the 4 May 2018 MW 6.9 earthquake seaward of the Kilauea East Rift Zone fissure eruption in Hawaii. Geophysical Research Letters, 45, 9508–9515. https://doi.org/10.1029/2018GL079349

Lubkowski Z, Villani M, Coates K, Jirouskova N, Willis M. (2014) - Seismic design considerations for East Africa. In: Second European conference on earthquake engineering and seismology, 25–29 August 2014, p 14.

Mahoney J.J., Duncan R.A., Khan W., Gnos E., McCormick G.R. (2002) - Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan: implications for the Reunion hotspot and Deccan Traps. Earth and Planetary Science Letters 203 (2002) 295-310.

Malod, J.A., Mougenot, D., Raillard, S. & Maillard, A. (1991) - Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar : les structures de la chaîne de Davie, C. R. Acad. Sci. Paris, 312, Série II, P. 1639-1646.

Marimira, K., B. Manzunzu, L. Nare, V. Midzi (2017) - Assessment of seismic hazard potentials in Zimbabwe. CTBT : Science and Technology 2017 Conference. T1.5-P3.

Michon L., Saint-Ange F., Bachelery P., Villeneuve N., Staudacher T. (2007) - Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). J Geophys Res 112(B04205).doi:10.1029/2006JB004598

Michon, L. (2016) - The Volcanism of the Comoros Archipelago Integrated at a Regional Scale. In: Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean, Active Volcanoes of the World. P. Bachelery et al (Eds.).

Midzi V., Hlatywayo DJ., Chapola LS., Kebede F., Atakan K., Lombe DK., Turyomurugyendo G., Tugume FA. (1999) - Seismic hazard assessment in eastern and Southern Africa. Ann Geophys 42:1067–1083.

Montessus de Ballore, F. de (1905) - [Séismes]. Madagascar et Comores (dossier 56). [Avant 1905].

Moore, J. G. (1970) - Relationship between subsidence and volcanic load, Hawaii, Bull. Volcanol., 34, 562–576.

Morgan, J. (1972) - Plate motion and deep mantle convection. Geol. Soc. Am. Bull. 132, 7-22.

Nehlig P., Lacquement F., Bernard J., Audru J.-C., Caroff M., Deparis J., Jaouen T., Pelletier A.-A., Perrin J., Prognon C., Vittecoq B. (2013) - Notice explicative, carte géol. France (1/30 000), feuile Mayotte (1179). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par Lacquement F., Nehlig P, Bernard J., 2013.Nouguier et al., 1986.

Opperman A., T Jaouen (2010) - Dossier Départemental des Risques Majeurs (DDRM) de Mayotte. Rapport BRGM/RP-58626-FR.

Ordaz M., Martinelli F., Aguilar A., Arboleda J., Meletti C., & D'Amico V. (2017) - R-CRISIS. Program for computing seismic hazard. (<u>http://www.r-crisis.com/</u>)

Pankow, K. L., Pechmann, J. C. (2004) - The SEA99 Ground-motion predictive relations for extensional tectonic regimes: revisions and a new Peak Ground Velocity relation, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, no. 1, pp. 341-348.

Pelleter, A.A., Caroff, M., Cordier, C., Bachèlery, 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.Rabinowitz et al., 1983

Peltier A., Poland M.P., Staudacher T. (2015) - Are Piton de la Fournaise (La Réunion) and Kīlauea (Hawai'i) Really "Analog Volcanoes"? Chapter 23. Hawaiian Volcanoes : from Source to Surface. Geophysical Monograph Series. <u>https://doi.org/10.1002/9781118872079.ch23</u>

Pezeshk S, Zandieh A, Tavakoli B. (2011) - Hybrid empirical ground-motion prediction equations for eastern North America using NGA models and updated seismological parameters. Bull Seismol Soc Am 101:1859–1870.

Pezeshk S, Zandieh A, Campbell KW, Tavakoli B. (2018) - Ground-Motion Prediction Equations for Central and Eastern North America Using the Hybrid Empirical Method and NGA-West2 Empirical Ground-Motion Models. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 108, No. 4, pp. 2278–2304, August 2018, doi: 10.1785/0120170179.

Poggi, V., R. Durrheim, G. Mavonga Tuluka, G. Weatherill, R. Gee, M. Pagani, A. Nyblade, D. Delvaux (2017) - Assessing seismic hazard of the East African Rift: a pilot study from GEM and AfricaArray. Bull Earthquake Eng, vol 15, p 4499–4529. DOI 10.1007/s10518-017-0152-4

Poisson R.P. (1930) - Recherches sur les tremblements de terre à Madagascar. Madagascar. Bulletin économique (Tananarive).

Pritchard, M. E., A. M. Rubin, and C. J. Wolfe (2007) - Do flexural stresses explain the mantle fault zone beneath Kilauea volcano?, Geophys. J. Int., 168, 419–430.

Rakotondrainibe (1977) - Contribution à l'étude de la séismicité de Madagascar. Thèse de l'Université de Madagascar.

Reasenberg P. (1985) - Second-order moment of central California seismicity, J. Geophys. Res. 90, 5479–5496.

Recq M. (1982) - Anomalies de propagation des ondes à l'est de la Ride De Davie. Tectonophysics, 82(3-4), 189-206.

Rindraharisaona, E.J., Guidarelli, M., Aoudia, A., Rambolamanana, G. (2013) - Earth structure and instrumental seismicity of Madagascar: Implications on the seismotectonics. Tectonophysics 594 (2013) 165–181.

Roach P., J. Milsom C. Toland C. Matchette-Downes C. Budden D. Riaroh & N. Houmadi (2017) - Neo evidence supports presence of continental crust beneath the Comoros: Pesgb/Hgs Africa Conference. Aug 2017.

Rocher, P. (1982) - Inventaire chronologique des événements volcaniques historiques du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion-Ocean Indien) de 1640 à 1981. Rapport BRGM 82 REU 03. 62 p.

Saria, E., Calais, E., Stamps, D.S., Delvaux, S. & Hartnady, C.J.H. (2014) - Present-day kinematics of the East African Rift, J. Geophys. Res. Solid Earth, 119, doi:10.1002/2013JB010901.Sauter et al., 2018.

Ségoufin, J. & Patriat, P. (1981) - Reconstructions of the western Indian Ocean at anomalies M21, M2 and 34 times. Madagascar paleoposition, Bull. Soc. Géol. France, 6, 603-607.Stamps et al. 2018).

SISFRANCE-Océan Indien (2010) BRGM http://www.sisfrance.net/Reunion/index.asp

Smith W, Sandwell D. (1997) - Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science 277:1956–1962.

Staudacher, T., Ferrazzini, V., Peltier, A., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., Lauret, F., Massin, F. (2008) - The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). Journal of Volcanology and Geothermal Research 184 (2009) 126–137.

Storchak, D.A., D. Di Giacomo, I. Bondár, E. R. Engdahl, J. Harris, W.H.K. Lee, A. Villaseñor and P. Bormann (2013) - Public Release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009). Seism. Res. Lett., 84, 5, 810-815, doi: 10.1785/0220130034.

Storey BC (1995) - The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. Nature 377:301–308.

Talwani, M. (1962) - Gravity measurements on HMS Acheron in south Atlantic and Indian Oceans. Geological Society of America Bulletin, 73(9), 1171-1182.

Terrier, M., Audru, J.C., Bour, M., Dominique, P. (2000) - Étude de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte : détermination des mouvements sismiques de référence. Rapport BRGM RP-50250-FR, 95 p., 26 fig., 10 tabl., 1 annexe.

Tilling, R. I., and J. J. Dvorak (1993) - Anatomy of a basaltic volcano, Nature, 363(6425), 125–133.

Tilling, R.I., Heliker, C., and Swanson D.A. (2010) - Eruptions of Hawaiian volcanoes—past, present, and future: U.S. Geological Survey General Information Product 117, 63 p.

Twesigomwe, E. (1997) - Probabilistic seismic hazard assessment of Uganda, Ph.D. Thesis, Dept. of Physics, Makarere University, Uganda.

Utsu T. (1965) - A method for determining the value of "b" in a formula log n= a-bM showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 13, 99-103.

Vienne E - (1900) Notice sur Mayotte et les Comores. Impr Alcan-Lévy, Paris 200p. ark:/12148/bpt6k57903288.

Vogt J. (1981) - Sismicité des Mascareignes. Premiers éléments de sismicité historique. Rapport BRGM 81 SGN 17 REU, 18p.Stein, S.; Sella, G. F.; Okal, E. A. (2002). "The January 26, 2001 Bhuj Earthquake and the Diffuse Western Boundary of the Indian Plate" (PDF). Geodynamics Series. American Geophysical Union: 243–254. doi:10.1029/GD030p0243. ISBN 9781118670446.

Walcott, R. I. (1976) - Lithospheric flexure, analysis of gravity anomalies, and the propagation of seamount chains, Tectonophysics, 19, 431–438.Weichert, D. (1980) - Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1337-1347.

Wilson, J.T. (1963) - A possible origin of the Hawaiian islands, Can. J. Phys. 41, 863-870.

Wolfe, C. J., P. G. Okubo, G. Ekstrom, M. Nettles, and P. M. Scherer (2004) - Characteristics of deep (>13 km) Hawaiian earthquakes and Hawaiian earthquakes west of 155.55°W, Geochem. Geophys. Geosyst., 5, Q04006, doi:10.1029/2003GC000618.

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.

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.



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