



Numéro spécial

Atténuation sismique des ondes Coda dans la région volcanique des Virunga, branche occidentale du Système des Rifts Est Africain: Résultats préliminaires

Seismic attenuation of Coda waves in the volcanic area of Virunga, Occidental Branch of the East African Rifts System: Preliminary Results

Silvanos Bondo FIAMA¹, Georges Tuluka MAVONGA², Koko RUSANGIZA², François KERVYN³ & Damien DELVAUX³

Abstract: 333 volcano – tectonic earthquakes allowed to analyze the attenuation of the coda waves by the Single Scattering model in the Virunga region at the east of Democratic Republic of Congo. A high attenuation obtained by the quality factor Q_c or Q_0 of these waves illustrates a heterogeneous area dominated by scattering due to the presence of the magma in fractures. The weak values of Q_c are attributed to the loss of energy on the heterogeneities and the large ones at high frequencies (larger than 12 Hz) are due to the diffraction of the body waves through the deep lithosphere. The variation of attenuation parameters Q_c , Q_0 and the frequency dependence n with the lapse time shows the differences between the heterogeneities or the magma properties with depth. The constancy of n between the lapse time of 30 – 60 s implies the conservation of heterogeneities dimensions with depth. The different values of Q_0 at each station could indicate site effects and a spatial temperature distribution due to the shallow magma intrusion. The high attenuation observed at BLG station suggests a fractured structure filled fluid (magma and/or water) at shallow depth.

Keywords: volcano-tectonic earthquakes, attenuation, quality factor $Q_c(Q_0)$, lapse time, Virunga region

Résumé : 333 séismes volcano – tectoniques ont permis d'analyser l'atténuation des ondes codas par le modèle de diffraction unique dans la région des Virunga à l'est de la République Démocratique du Congo. Une forte atténuation montrée par le facteur de qualité Q_c ou Q_0 de ces ondes illustre un milieu très hétérogène à diffraction dominante suite à la présence du magma dans les fractures. Les faibles valeurs de Q_c sont attribuées à la perte d'énergie sur des hétérogénéités et les grandes aux fortes fréquences² (supérieures à 12 Hz) sont dues à la diffraction des ondes de volume à travers la lithosphère profonde. La variation de paramètres d'atténuation Q_c , Q_0 et de la dépendance fréquentielle n avec le temps écoulé illustre les différences entre les propriétés d'hétérogénéités ou du magma avec la profondeur. La constance de n entre les temps écoulés de 30 – 60 s implique la conservation des dimensions des hétérogénéités avec la profondeur. Les différentes valeurs de Q_0 à chaque station indiqueraient les effets de site et une distribution spatiale de la température suite à l'intrusion magmatique à faible profondeur. L'atténuation élevée observée sous la station BLG suggère une structure fracturée remplie de fluide (magma et/ou eau) à faible profondeur.

Mots clés: séismes volcano-tectoniques, atténuation, facteur de qualité $Q_c(Q_0)$, temps écoulé, région des Virunga

INTRODUCTION

La région des Virunga au Nord du lac Kivu (à l'est de la République Démocratique du Congo), dans la Branche Ouest du Système du Rift Est Africain, est volcaniquement active. La sismicité de cette région témoigne, outre de l'activité tectonique, aussi de l'activité magmatique des volcans Nyiragongo et Nyamulagira. La région est très hétérogène par le fait de sa structure géologique, des fréquences des éruptions et de l'activité sismique.

¹ Centre de Recherche en Sciences Naturelles, Département de Géophysique, Lwiro, DR Congo. Email: silvanosfiamab@gmail.com

² Observatoire Volcanologique de Goma, DR Congo, Emails: mavotulu@gmail.com, rusangizakoko@yahoo.fr

³ Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren, Belgique. Emails: francois.kervyn@africamuseum.be, damien.delvaux@africamuseum.be

L'activité sismique est principalement caractérisée par des séismes volcano – tectoniques (VT) et de longue période (LP) (WAFULA & BAGALWA, 1999; MAVONGA *et al.*, 2010 b). Les ondes coda (partie du sismogramme après l'arrivée des ondes P et S) des séismes volcano – tectoniques sont connues pour refléter une inhomogénéité répartie aléatoirement sous la structure volcanique (DEL PEZZO, 2008). Leur étude permet donc de comprendre les hétérogénéités des roches qu'elles traversent entre la source et les stations d'enregistrement (BIANCO *et al.*, 1999; EL BOUCH *et al.*, 2002; GIAMPICCOLO *et al.*, 2004). L'atténuation des ondes codas sous les structures volcaniques sont des indicateurs de la présence (forte atténuation)/absence (faible atténuation) de magma ou de roches en fusion partielle, des hétérogénéités de vitesse et/ou de densité ainsi que des fissures/fractures et autres fluide (AKI, 1980 a; ORTIZ *et al.*, 1992; NOVELO – CASANOVA & MARTINEZ – BRINGAS, 2005). La diffraction des ondes codas est produite par les irrégularités topographiques, des surfaces géologiques complexes et des propriétés élastiques des roches (failles, fracture et fissures, des anomalies de vitesses et/ ou de densité). Les études d'atténuations sismiques permettent ainsi d'appréhender les conditions physiques des roches, telles que des zones d'anomalies présentant une forte atténuation. L'onde coda peut également fournir des informations sur la réponse de site des récepteurs (AKI & CHOUET, 1975; STECK *et al.*, 1989; SHARMA *et al.*, 2008).

L'atténuation des ondes codas est généralement exprimée par le facteur de qualité Q_c ou son inverse Q_c^{-1} (AKI & CHOUET, 1975; AKI, 1980 a et b; CASTELLANO *et al.*, 1984; MARTINEZ – ARÉVALO *et al.*, 2003). La technique pour déterminer Q_c par le modèle de diffraction unique des ondes codas fût développée par Aki (1969) et étendue par AKI & CHOUET (1975). Elle exploite la décroissance des amplitudes au cours du temps, qui est indépendante de la trajectoire et de la distance source – station (AKI & CHOUET, 1975; RAUTIAN & KHALTURIN, 1978). Les ondes coda des séismes locaux résultent de la diffraction arrière des ondes S par des hétérogénéités réparties aléatoirement dans la lithosphère (AKI, 1969; AKI & CHOUET, 1975; RAUTIAN & KHALTURIN, 1978, SHAPIRO *et al.*, 2000). Il est généralement observé que Q_c est plus faible dans les régions volcaniques que tectoniques et aux faibles profondeurs (SATO & FEHLER, 1998; BIANCO *et al.*, 1999) et croît graduellement des régions tectoniques actives vers les régions stables.

Plusieurs auteurs ont étudié la sismicité des Virunga (LUKAYA *et al.*, 1992; WAFULA & BAGALWA, 1999; MAVONGA *et al.*, 2006, 2010 a et b; RUSANGIZA *et al.*, 2012), mais aucun n'a utilisé les atténuations des ondes sismiques pour en caractériser la structure crustale. L'objectif de ce présent travail d'estimer l'atténuation sismique des ondes codas exprimée par le facteur de qualité Q_c dans la région des Virunga par le modèle de Diffraction Unique d'AKI & CHOUET (1975). Le facteur de qualité Q_c est confronté à la dépendance fréquentielle entre 1 et 16 Hz aux temps écoulés de 20 à 80 s. L'étude de cette atténuation permet de préciser la distribution de la température ou du magma dans la région des Virunga et sous les stations sismiques. Nous allons ici étudier cette atténuation à partir des enregistrements sismiques des stations de l'Observatoire Volcanologique de Goma (OVG) pour l'année 2011.

LA REGION DES VIRUNGA ET SA SISMICITE

La région volcanique des Virunga au Nord du lac Kivu (Figure 1) est située dans le bassin du Lac Kivu dans la branche Ouest du Système des Rifts Est Africain (SREA). La région est d'une importance particulière car elle contient deux volcans particulièrement actifs (Nyiragongo et Nyamulagira). Les huit volcans des Virunga sont distribués le long de l'axe Est – Ouest, presque perpendiculairement à l'axe du Rift (ZANA *et al.*, 1989; HAMAGUCHI & ZANA, 1990), répartis en trois groupes: le groupe de l'est (Muhavura, Gahinga et Sabinyo), le groupe central (Visoke, Karisimbi et Mikenno) et le groupe de l'ouest (Nyiragongo et Nyamulagira). Le Nyiragongo est potentiellement le plus dangereux à cause de sa lave très fluide et sa proximité (15 Km) de la ville de Goma. Ces deux volcans sensibles à la tectonique régionale du bassin du lac Kivu, sont situés dans les zones de failles profondes qui atteindraient les réservoirs magmatiques (EBINGER & FURMAN, 2002), en relation avec l'ouverture de la branche Ouest du SREA (KASAHARA *et al.*, 1992). Le massif des Virunga est développé sur un socle précambrien qui affleure à proximité de Goma. Les stations sismiques de BLG et RSY sont sur des laves quaternaires (MISHINA, 1983). Le volcan Nyamulagira est caractérisé par de fréquentes éruptions de type hawaïen à laves très potassiques

(HAYASHI *et al.*, 1992). Les dernières éruptions de ce volcan ont été fissurales, sur les flancs du massif comme celles du 27 janvier 2000, 5 février 2001, 25 juillet 2002, 8 mai 2004, 27 novembre 2006, 02 janvier 2010 et 06 novembre 2011 (SMETS *et al.*, 2014).

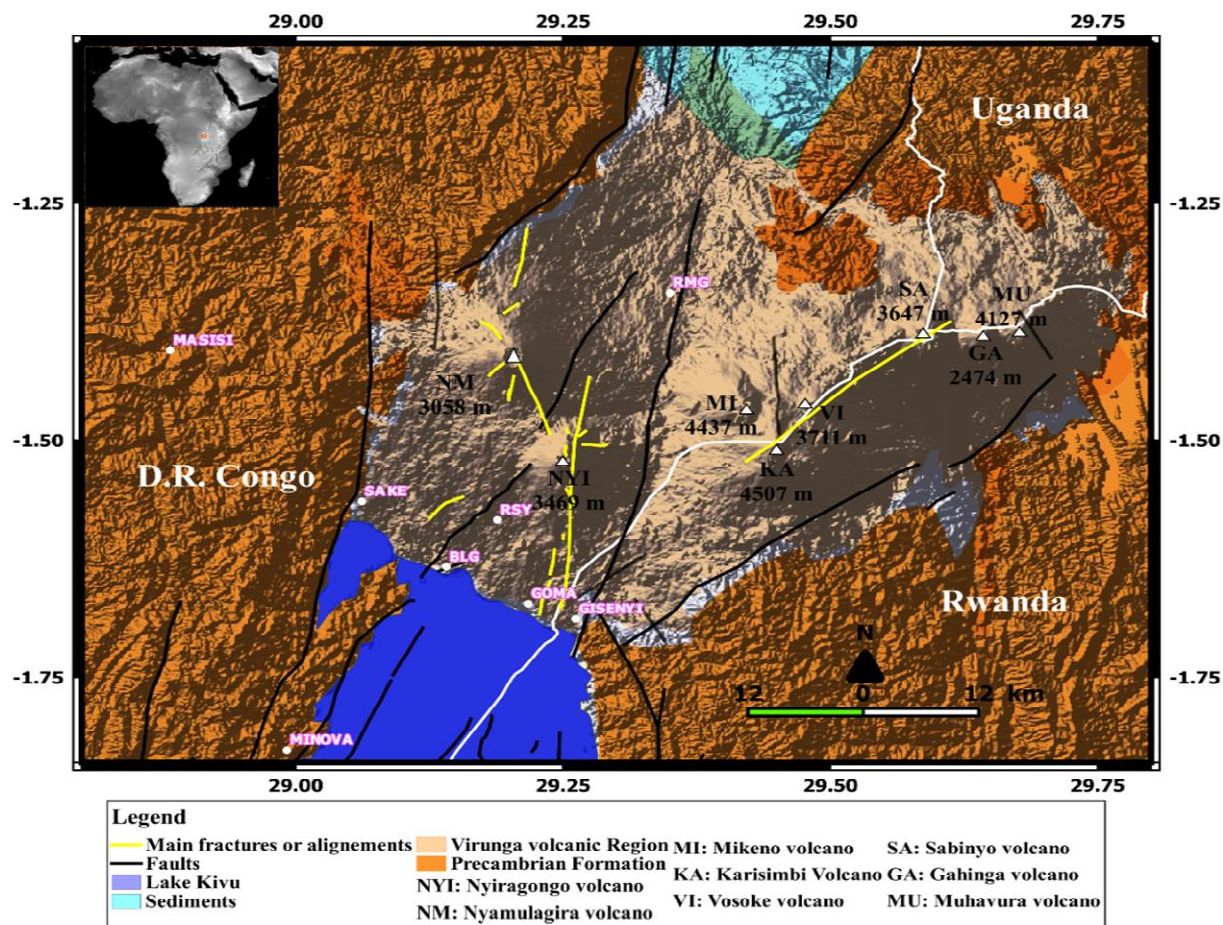


Figure 1. Cadre général de la région volcanique des Virunga.

Ces huit massifs volcaniques représentés en triangles sur l'image topographique SRTM [Shuttle Radar Topography Mission]. Les failles et fractures de la région sont présentées en couleurs noirs et jaune respectivement [extrait modifié de MAVONGA (2010) et WAUTHIER *et al.* (2013)]. La région est partagée par trois pays africains [République Démocratique du Congo (D.R. Congo), Rwanda et Uganda]. Les limites des frontières internationales sont données par la ligne blanche. Les cercles blancs et pleins représentent les cités ou villes.

La sismicité de la région des Virunga est caractérisée par des séismes volcano – tectoniques (VT) de haute fréquence (> 5 Hz) de phases P et S claires, des séismes de longues périodes (LP) de fréquences entre 1 et 3 Hz et des trémors volcaniques (WAFULA & BAGALWA, 1999; MAVONGA *et al.*, 2006). Les séismes VT sont générés par des cassures sèches dans le massif volcanique, généralement entre 1 et 20 km de profondeur (WAFULA, 1992). Les longues périodes (LP) sont causées par la résonance dans les fissures/fractures, la présence des gaz ou le mouvement des fluides. Les trémors volcaniques se produisant sous formes d'ondes de sinusoïdes irrégulières de longue durée, correspondent à une activité magmatique dans le conduit ou dans le réservoir. La chambre magmatique ou la fusion partielle est identifiée à 20 – 30 Km pour 5.9 – 6.0 Km/s de vitesses sismiques et l'accumulation des magmas entre 3 – 20 Km (6.8 – 7.4 Km/s) (MAVONGA, 2010; MAVONGA *et al.*, 2010a).

La dispersion des axes de pression et tension suppose une hétérogénéité dans la structure crustale de la région (TANAKA *et al.*, 1980) qui se caractérise par la production d'essaims sismiques.

Les ondes de courte période sont considérablement atténuées par la structure à surface poreuse dans le cratère du Nyiragongo (SHIMOZURU & BERG, 1961). La présence magmatique et des plusieurs fractures (WAUTHIER *et al.*, 2013) serait à l'origine des atténuations des ondes codas dans la région Virunga.

MATERIELS ET METHODES

Matériels et Données sismiques

Les données sismiques utilisées dans ce travail sont celles du réseau sismique de l'OVG (Observatoire Volcanologique de Goma, R.D. Congo). Les données disponibles ont permis de travailler entre janvier 2011 et janvier 2012, avec 4 stations sismiques digitales (Figure 2): [Rumangabo (RMG), Rusayo (RSY), Bulengo (GLG), Goma (GOMA)]. Depuis novembre 2003, des sismomètres Lennartz (LE- 3D/5 s) de sensibilité de 400 V/m/sec et à trois composantes (horizontales: E, N, et verticale: Z) ont été déployés dans la région des Virunga. Les sismomètres de RMG et BLG étaient couplés au digitaliseur GAIA (convertisseur A/D) à la fréquence d'échantillonnage de 50 Hz, avec une résolution de 24 bits. Les données de RMG couvrent une très courte période (1-10 novembre 2011). Les données sismiques en format INGV de l'« Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italie », ont été converties en format « sac » à l'aide du logiciel SAC (Seismic Analysis Code, SAC2000) sous l'environnement Linux. Elles sont ensuite importées dans le logiciel SEISAN 9.1 (OTTEMÖLLER *et al.*, 2011) pour la localisation des séismes (Figure 2) et l'estimation de l'atténuation coda Q (Q_c) dans la région. Le modèle de vitesse (tableau 1) proposé par MAVONGA (2010) a été utilisé pour localiser les séismes volcano – tectoniques.

Tableau 1: Le modèle local de vitesse moyenne dans la région des Virunga (Mavonga, 2010).

V_p (Km/s)	Profondeurs des couches (Km)
5.40	0.0
6.40	4.0
6.85	32.0
7.69	39.0
7.96	43.0
8.00	47.0

Les séismes localisés pour cette étude sont ceux dont la localisation a été faite avec un RMS (Root mean Square) inférieur à 1 et avec des erreurs standards en latitude, longitude et profondeur inférieurs à 6 Km. Au total 333 événements sismiques localisés dans Virunga ont été sélectionnés en fonction du nombre des stations et de la géométrie du réseau (Figure 2).

Méthodes et modèle

Le modèle de diffraction unique

L'atténuation des ondes codas (coda Q) est caractérisée par les paramètres Q_c ou Q_c^{-1} , Q_0 ou Q_0^{-1} et n partant du modèle de diffraction unique.

Ce modèle fut proposé par AKI & CHOUET (1975) en supposant une diffraction unique (« Single Scattering ») des ondes S par les hétérogénéités réparties de façon aléatoire et dont les amplitudes à la fréquence f et au temps écoulé t (lapse time, LT), peuvent s'écrire comme suit:

$$A(f, t) = S(f) t^{-v} \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q_c}\right)$$

où $S(f)$ représente le facteur relatif à la source sismique à la fréquence f et aux sources de diffraction. Ce terme est indépendant du temps et du modèle de rayonnement. v est une constante dépendant du modèle d'expansion géométrique qui prend les valeurs de 0.5, 1 et 0.75 pour les diffractions des ondes de surface, de volume et de diffusion respectivement (Sato & Fehler, 1998). Q_c est le facteur de qualité de l'atténuation. Le modèle exploite la décroissance temporelle des amplitudes des ondes codas. Cette décroissance, causée par l'atténuation de l'énergie et l'expansion géométrique, est

indépendante de la source sismique et de l'effet de la trajectoire (AKI, 1969; AKI & CHOUET, 1975). Le modèle est valide pour une fenêtre de la coda commençant après deux fois le temps de parcours de l'onde S de la source à la station, soit $2T_S$, à partir du temps d'origine du séisme, tel que T_S le temps d'arrivée de l'onde S à la station (Figure 2).

Ce modèle est souvent utilisé pour l'étude de l'atténuation et la diffraction dans la structure crustale par le facteur de qualité « Q_C » ou son inverse « Q_C^{-1} » (AKI & CHOUET, 1975; ROECKER *et al.*, 1982; CASTELLANO *et al.*, 1984; EL BOUCH *et al.*, 2002; MARTINEZ – ARÉVALO *et al.*, 2003; KUMAR *et al.*, 2009).

Analyse de la coda Q_C

L'estimation de la valeur Q_C est faite avec la fonction CODAQ de SEISAN 9.1 (OTTEMOLLER *et al.*, 2011). Les temps écoulés (lapse times « LT ») sont pris après deux fois le temps de parcours de l'onde S ($2T_S$) à partir du temps d'origine du séisme pour éviter l'interférence des ondes S (RAUTIAN & KHALTURIN, 1978). Sept fenêtres de LT, entre 20 et 80 s au pas de 10 s ont été exploitées afin d'analyser la variation de Q_C . La variation avec le LT montre la pénétration des ondes dans la partie profonde et la variation des hétérogénéités avec la profondeur (ROECKER *et al.*, 1982; KUMAR *et al.*, 2009).

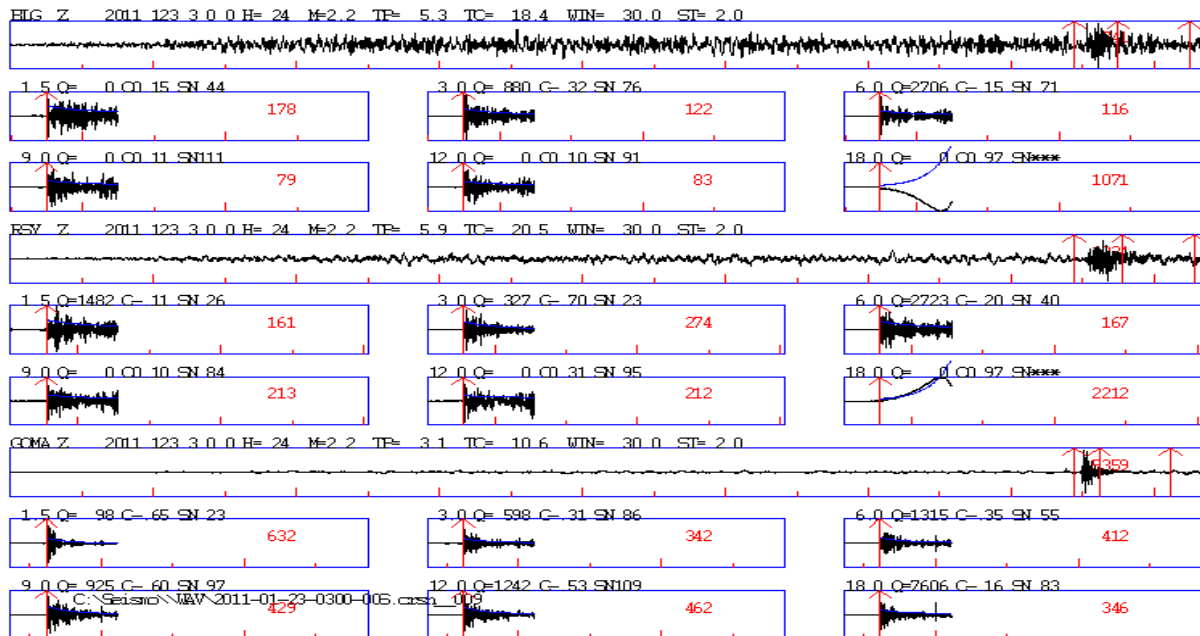


Figure 2. Exemple du signal non filtré au-dessus.

Les lèches verticales rouges indiquent le temps à l'origine (T_0), le début de la fenêtre ($2(T_S - T_0)$) et la fin de la fenêtre de l'onde coda ($2(T_S - T_0) + WIN$). Le code de la station et l'identification du signal figurent au-dessus de la première trace. Les abréviations: H profondeur (Km), M Magnitude coda (ou de durée), TP temps de l'onde P, TC début de la fenêtre de la coda (en secondes) à partir de l'origine, WIN la longueur de la fenêtre (LT), ST début de fenêtre de coda en termes de temps de parcours de l'onde S, toujours = $2(T_S - T_0)$, fréquence centrale de F en hertz, coefficient de Co corrélation, et SN: rapport signal/bruit. L'enveloppe adaptée de chaque segment filtré est montrée comme courbe de décroissance pour chaque fréquence centrale.

Avec ces fenêtres de la coda, tous les séismogrammes sont filtrés en bande passante (1 – 2, 2 – 4, 4 – 8, 6 – 12, 8 – 16, 12 – 22 Hz) et aux fréquences centrales (f_m) de 1.5, 3.0, 6.0, 9.0, 12.0 et 16.0 Hz (tableau 2). Ceci permet d'éviter les résonances et d'obtenir plus d'énergie égale dans chaque bande (OTTEMÖLLER *et al.*, 2011). Le rapport signal – bruit (S/N) de chaque fenêtre et fréquence centrale est déterminé par le rapport de RMS des amplitudes des dernières 5 s de la fenêtre et de RMS des amplitudes de 15 s de bruit avant l'arrivée de l'onde P. Les fenêtres avec S/N inférieur à 3 ont été éliminées, et de même manière pour le coefficient de corrélation de ≤ 0.76 utilisé pour obtenir les Q_C .

fiables (paramètres configurés sous SEISAN, OTTEMÖLLER *et al.*, 2011). Un exemple de l'analyse est repris (Figure 2) pour un LT de 30 s pour trois stations (BLG, RSY et GOMA).

Les sismogrammes optés sont identifiés sur la composante verticale lorsque au moins trois stations utilisées y présentent des signaux acceptables. La station GOMA est très bruitée et ses enregistrements ne sont pas tous exploités dans l'analyse de Q_c . Les données de RMG couvrent une courte période, soit Novembre 2011.

L'atténuation des ondes coda (Q_c) due aux hétérogénéités dans la région volcanique des Virunga est faite sans séparation en composantes intrinsèque et de diffraction. La relation entre Q_c et la fréquence f est donnée pour obtenir les paramètres Q_0 et n de la dépendance fréquentielle, telle que

$$Q_c = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^n$$

où Q_0 est le facteur de qualité à la fréquence de référence f_0 (généralement 1 Hz) et n est le paramètre fréquentiel. Les paramètres Q_0 et n dénotent le degré d'hétérogénéité ou d'intrusion et celui de l'activité tectonique ou de fracturation, respectivement. Pour $f_0 = 1\text{Hz}$, elle peut s'écrire comme suit

$$Q_c = Q_0(f)^n$$

Cette dernière facilite ensuite la détermination du facteur de qualité et du paramètre de dépendance fréquentielle n .

Une comparaison de Q_0 et n au niveau des stations est faite, afin d'obtenir l'information sur l'état des roches où elles sont installées.

RESULTATS

Q_c moyen dans la région volcanique des Virunga

Le facteur de qualité Q_c a été estimé en exploitant les 333 séismes volcano – tectoniques sélectionnés dans la région des Virunga pour 6 fréquences centrales à 7 lapse time (LT) avec 4 stations sismiques (Figure 3). La magnitude de ces événements est inférieure à 3.3 et leur profondeur ne dépasse pas 30 Km. Le tableau 2 donne les valeurs du facteur de qualité Q_c et leurs déviations standards en fonction des LT et fréquences. La région des Virunga montre une faible valeur de Q_c entre 1 et 3 Hz à tous les LT.

Tableau 2: La moyenne de Q_c et déviation standard pour chaque temps écoulé (lapse time, LT) et fréquence.

N est le nombre de Q_c utilisés dans l'estimation de la moyenne et σ est la déviation standard (SD). Les relations de la dépendance fréquentielle $Q_c = Q_0(f)^n$ pour chaque fenêtre de LT sont: 1) $Q_c = (47 \pm 5)f^{0.94 \pm 0.06}$, 2) $Q_c = (53 \pm 6)f^{1.03 \pm 0.06}$, 3) $Q_c = (68 \pm 6)f^{1.03 \pm 0.05}$, 4) $Q_c = (81 \pm 6)f^{1.03 \pm 0.04}$, 5) $Q_c = (94 \pm 7)f^{1.03 \pm 0.05}$, 6) $Q_c = (102 \pm 5)f^{1.05 \pm 0.05}$, 7) $Q_c = (110 \pm 9)f^{1.08 \pm 0.05}$.

N°		1,5 Hz (1 – 2)		3 Hz (2 -4)		6 Hz (4 – 8)		9 Hz (6 – 12)		12 Hz (8 – 16)		16 Hz (12 - 22)	
	LT	$Q_c \pm \sigma$	N	$Q_c \pm \sigma$	N	$Q_c \pm \sigma$	N	$Q_c \pm \sigma$	N	$Q_c \pm \sigma$	N	$Q_c \pm \sigma$	N
1	20	70 ± 6	44	134 ± 13	81	258 ± 25	112	378 ± 37	40	496 ± 49	17	651 ± 64	11
2	30	95 ± 28	39	160 ± 46	131	314 ± 68	115	543 ± 108	61	756 ± 125	34	1019 ± 173	25
3	40	117 ± 37	66	196 ± 58	139	432 ± 98	101	726 ± 126	56	942 ± 186	36	1209 ± 174	25
4	50	133 ± 51	82	234 ± 80	139	495 ± 121	78	844 ± 152	48	1097 ± 159	34	1413 ± 206	25
5	60	154 ± 49	78	267 ± 75	113	594 ± 142	54	990 ± 174	45	1255 ± 186	33	1587 ± 237	21
6	70	166 ± 53	71	293 ± 77	81	716 ± 161	44	1122 ± 182	38	1401 ± 224	30	1778 ± 260	20
7	80	177 ± 57	66	327 ± 82	66	849 ± 202	37	1259 ± 249	36	1599 ± 300	28	1987 ± 349	17

On observe que Q_c croît avec LT (Tableau 2, Figure 7) et varie entre 70 et 177 à 1.5 Hz, et entre 651 et 1987 à 16 Hz. Q_c à 1 Hz pour l'ensemble de données est faible $Q_0 = 81.5$ (Figure 5). Les valeurs de Q_0 demeurent faibles à tous les LT (Figure 4).

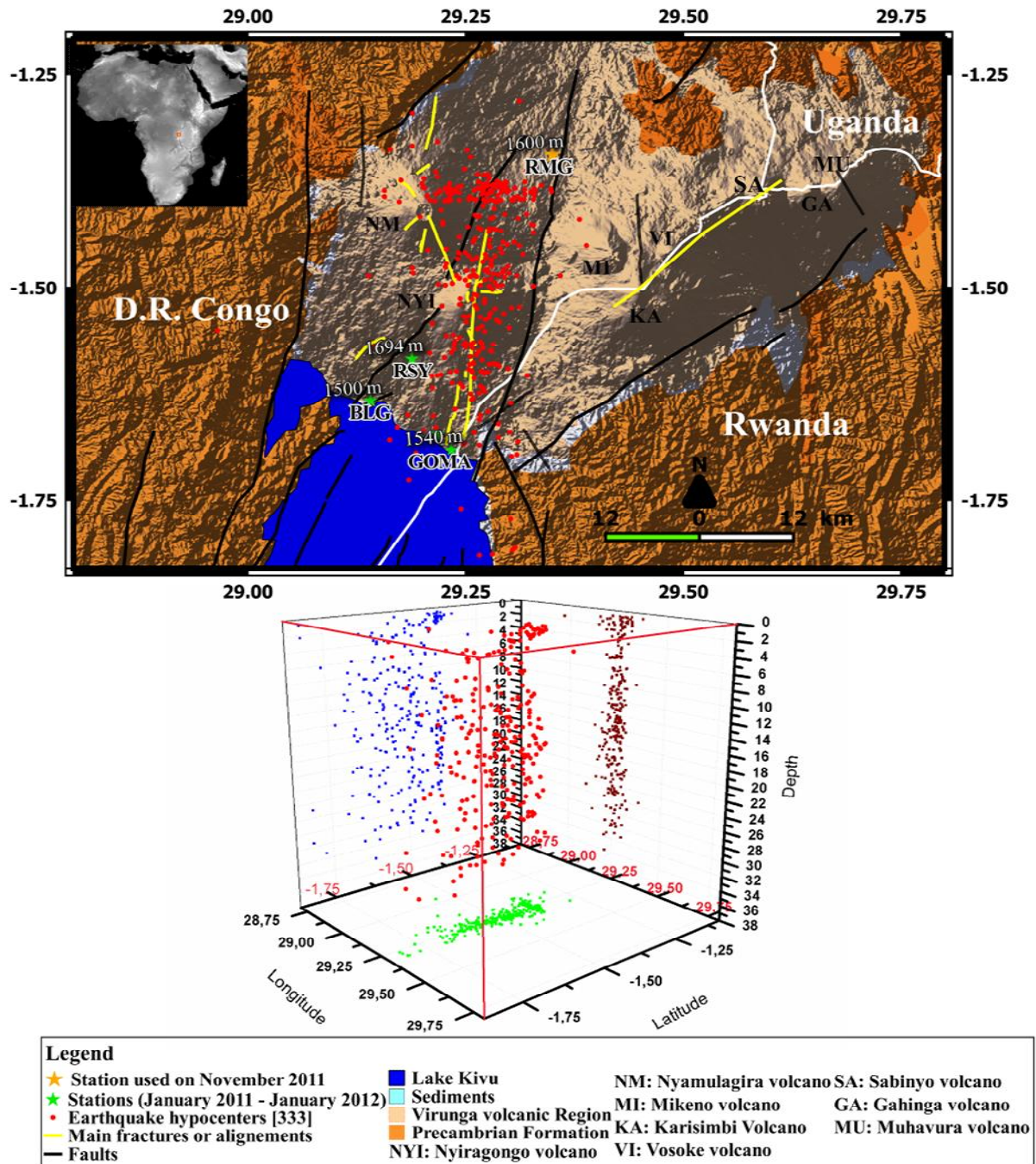


Figure 3. Illustration de la distribution épicentrale des séismes volcano – tectoniques entre 2011 et Janvier 2012. Séismes en cercle rouge plein sur l'image topographique SRTM [Shuttle Radar Topography Mission]. La présentation en 3D des hypocentres des séismes en sphères rouges avec les trois projections: Latitude – Longitude – Profondeur données en bas. La profondeur des événements est comprise entre 0.7 et 30 Km. Les étoiles vertes représentent les stations de Rusayo (RSY), Bulengo (BLG) et GOMA. L'étoile orange est la station de Rumangabo (RMG). Les limites des frontières internationales sont données par la ligne blanche. Le rectangle rouge au coin gauche dénote la région du Kivu en Afrique où est localisée la zone volcanique des Virunga illustrée dans l'image principale.

La dépendance fréquentielle estimée à chaque station et pour l'ensemble des stations est fournie ci – dessous (Figures 4 et 5, respectivement). Il s'avère que Q_c varie avec la fréquence et le LT (Tableau 2; Figures 4 et 7).

Dépendance fréquentielle Q_c

La relation de dépendance fréquentielle de Q_c aux différents LT est donnée en bas du tableau 2 et illustrée dans la Figure 4. Il en ressort que Q_0 et n croissent avec le LT. La région des Virunga présente une forte dépendance fréquentielle donnée par $Q_c = (81.93 \pm 1.09) f^{0.98 \pm 0.08}$ car $n = 0.98$ étant élevé pour tous les LT combinés. Une faible valeur de Q_0 est manifeste à toutes les LT (Figure 4) et pour une combinaison de LT (Figure 5).

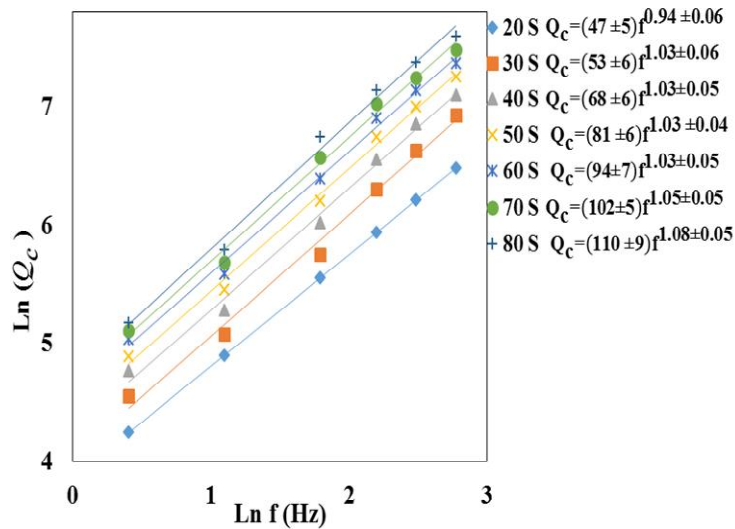


Figure 4. Relations fréquentielles de l'atténuation de coda Q_c aux LT (20 s à 80 s) entre 1.5 et 16 Hz). Les axes sont à l'échelle logarithmique. Les lignes en couleur rouges représentent les droites de régression linéaire de la relation fréquentielle de Q_c à chaque LT.

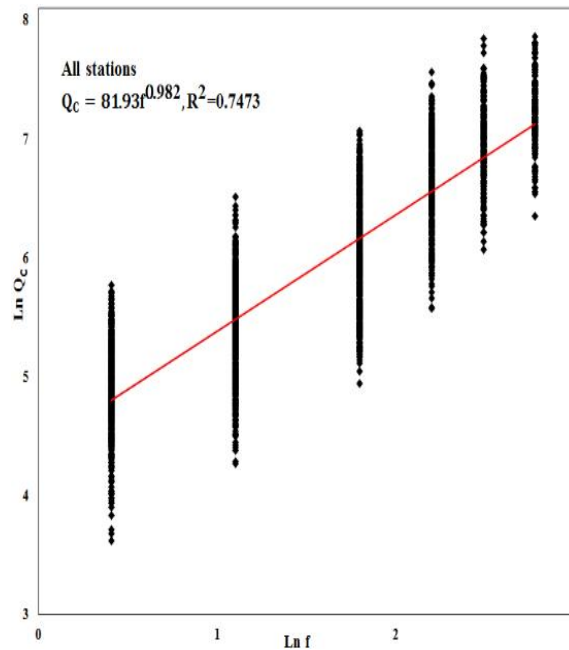


Figure 5. Estimation moyenne de la coda Q_c ($Q_0 = 81.93 \pm 1.09$) dans la région des Virunga dérivant des moyennes de la coda Q_c à toutes les stations et à tous les LT. La ligne rouge est la droite de régression linéaire.

Le paramètre fréquentiel n ($n = 1.03$) est constant entre 30 et 60 s et croît pour les LT supérieurs à 60 s tout en étant inférieur à 1 à 20 s ($n = 0.94$) (Figure 4).

Variation de Q_0 et du paramètre fréquentiel n au niveau des stations sismiques.

L'estimation des paramètres Q_0 et de la dépendance fréquentielle n à chaque station est présentée dans le tableau 3 et Figure 6. Ces valeurs différentes d'une station à l'autre montrent une dépendance de site à tous les LT. Une forte dépendance fréquentielle et des faibles valeurs de Q_0 sont notées au regard de la distribution des valeurs de Q_0 ($72.26 \leq Q_0 \leq 107.76$), et de n ($0.67 < n < 1.05$) au niveau des stations (Tableau 3, Figure 6).

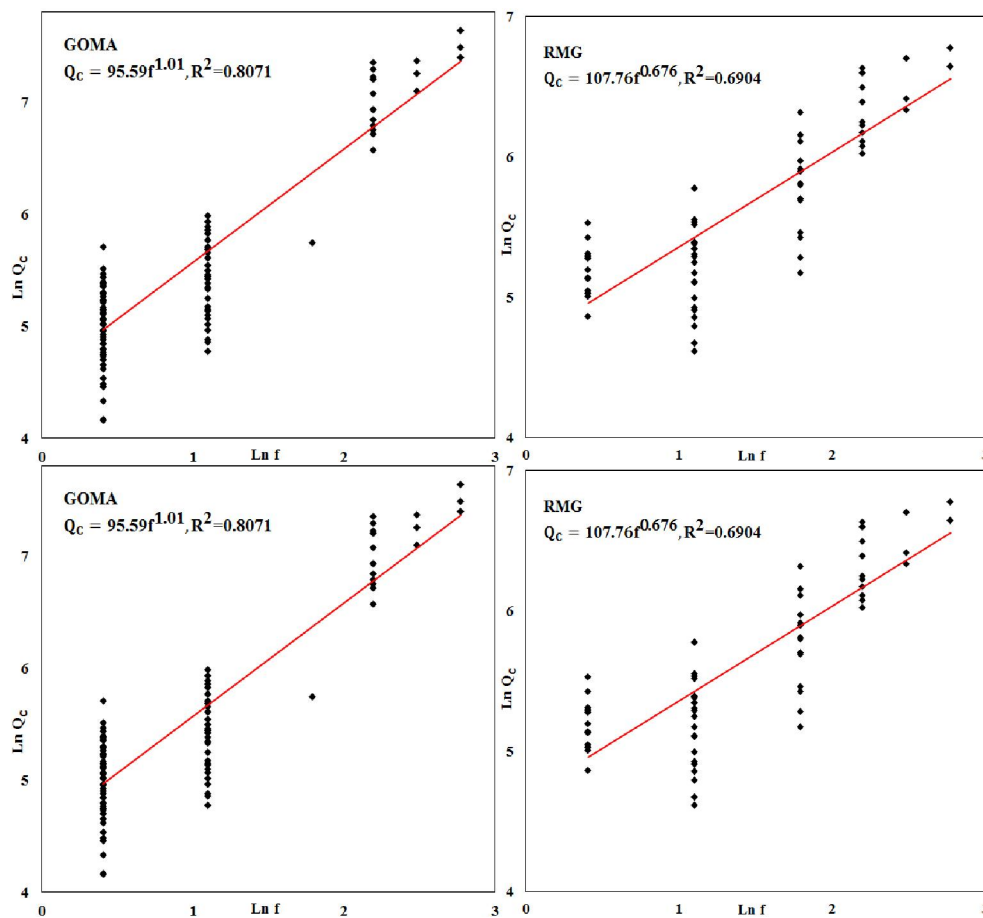


Figure 6. Relation de dépendance fréquentielle et variation des paramètres Q_0

et n par station sismique pour tous les lapse time LT.

BLG ($Q_0 = 72.26, n = 1.045$), GOMA ($Q_0 = 95.59, n = 1.011$),

RSY ($Q_0 = 102.61, n = 0.893$), RMG ($Q_0 = 107.76, n = 0.676$).

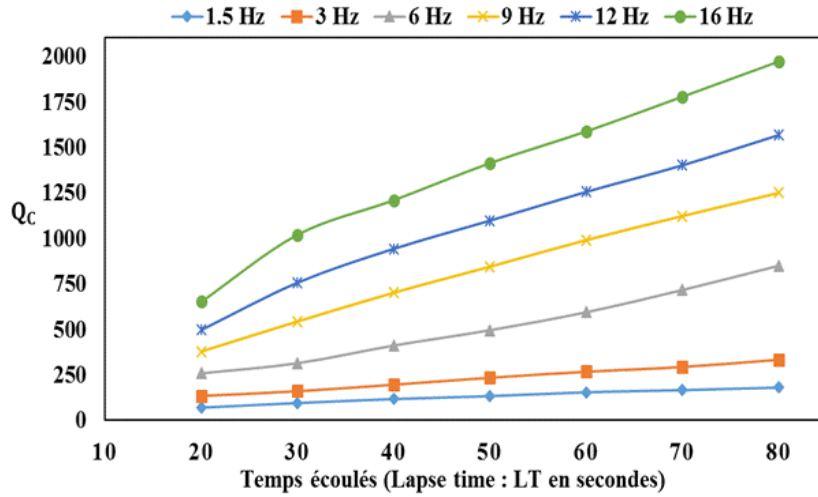


Figure 7. Variation de Q_c avec le temps écoulé (LT) dans la région des Virunga.

Les valeurs $n = 0.68$ et $Q_0 = 108$ sont observées à RMG (Figure 6). Ces valeurs décroissent fortement entre 70 et 80 s de LT (Tableau 3). Les fortes valeurs de n à BLG (1.05) et GOMA (1.01). La station de RSY exhibe une valeur de $n = 0.9$ (Figure 6). La valeur de n à BLG demeure relativement constante autour de 1.1 entre 30 et 80 s de LT.

Tableau 3: Variation de Q_0 et de n pour tous les LT (lapse time: LT) suivant les quatre différentes stations sismiques.

RSY			BLG		
LT (s)	$Q_0 \pm \sigma$	$n \pm \sigma$	LT (s)	$Q_0 \pm \sigma$	$n \pm \sigma$
20	61 ± 9	$0,86 \pm 0,08$	20	45 ± 21	$0,96 \pm 0,23$
30	67 ± 13	$0,94 \pm 0,1$	30	48 ± 4	$1,08 \pm 0,05$
40	89 ± 10	$0,91 \pm 0,06$	40	60 ± 6	$1,09 \pm 0,06$
50	101 ± 9	$0,93 \pm 0,05$	50	70 ± 5	$1,1 \pm 0,05$
60	113 ± 12	$0,94 \pm 0,06$	60	82 ± 6	$1,1 \pm 0,05$
70	117 ± 7	$0,98 \pm 0,04$	70	93 ± 10	$1,1 \pm 0,06$
80	125 ± 10	$1,02 \pm 0,04$	80	100 ± 9	$1,13 \pm 0,05$
GOMA			RGB		
LT (s)	$Q_0 \pm \sigma$	$n \pm \sigma$	LT (s)	$Q_0 \pm \sigma$	$n \pm \sigma$
20	64 ± 12	$0,77 \pm 0,2$	20	45 ± 21	$0,96 \pm 0,03$
30	55 ± 10	$1,16 \pm 0,14$	30	49 ± 5	$1,01 \pm 0,05$
40	81 ± 24	$1,02 \pm 0,21$	40	96 ± 17	$0,76 \pm 0,1$
50	102 ± 4	$1 \pm 0,03$	50	112 ± 22	$0,75 \pm 0,12$
60	117 ± 6	$1,02 \pm 0,04$	60	117 ± 39	$0,76 \pm 0,23$
70	122 ± 4	$1,04 \pm 0,03$	70	194 ± 0	$-0,02 \pm 0$
80	125 ± 0	$1,13 \pm 0,05$	80	146 ± 0	$0,36 \pm 0$

Une croissance régulière de Q_0 et n est observée à la station RSY. Les stations BLG et GOMA présentent une même valeur de n au LT de 80 s. Les valeurs de Q_0 et n varient avec les LT entre 20 et 80 s à chaque station et aussi pour toute la région des Virunga (Tableaux 2 et 3; Figures 5 et 6).

DISCUSSION

Q_c dans la région des Virunga

La région des Virunga présente des valeurs de $Q_c < 150$ entre 20 et 50 s et $Q_c > 150$ entre 60 et 80 à 1.5 Hz; $Q_c > 150$ à 3 Hz pour $LT > 20$ s. Les faibles valeurs de Q_c (1 – 3 Hz) pourraient être attribuées à une perte d'énergie lors de la diffraction sur des hétérogénéités. Les grandes valeurs (> 12 Hz) seraient reliées à la propagation de la diffraction arrière (*Backscattering*) des ondes de volume à travers la lithosphère profonde.

La croissance de Q_c avec le temps écoulé et la fréquence suggère une variation latérale et verticale des propriétés d'atténuation des ondes codas. Une telle variation est généralement indicatrice d'une grande hétérogénéité et forte activité tectonique (ROECKER *et al.*, 1982; PULLI, 1984; JIN & AKI, 1988; GIAMPOCCOLO *et al.*, 2002; MARTINEZ – ARÉVALO *et al.*, 2003; GIAMPICCOLO *et al.*, 2004; TUVE *et al.*, 2006; MUKHOPADHYAY et TYAGI, 2007; PARVEZ *et al.*, 2008; KUMAR *et al.*, 2009; SETÇELIK, 2011). La décroissance des hétérogénéités avec la profondeur et la variation de valeurs de Q_0 entre les différents LT (Tableau 3) implique un changement de l'atténuation aux limites maximales de profondeur.

Q_0 et n dans la région des Virunga

Les valeurs de Q_0 et n obtenues sont reprises dans le Tableau 2 et illustrées aux figures 4 et 5. Ces valeurs varient d'une région à une autre, des caractéristiques géologiques, tectoniques et du degré d'hétérogénéité (JIN & AKI, 1988; MARTINEZ – ARÉVALO *et al.*, 2003; KUMAR *et al.*, 2005; GIAMPICCOLO *et al.*, 2007):

$$Q_c = Q_0(f)^n$$

Les valeurs de Q_0 sont faibles à tous les lapse time LT. Le paramètre n indiquant le degré d'activité tectonique est très élevé. Elles sont similaires à celles obtenues dans la plupart des régions tectoniques et volcaniques actives (Tableau 4). La valeur faible de Q_0 reflèterait des hétérogénéités causées par le magma ou la fusion partielle et/ou les fractures dans la région des Virunga ($Q_0 = 81.93$, Figure 5), en référence à MARTINEZ – ARÉVALO *et al.* (2003), GIAMPICCOLO *et al.* (2002), BIANCO *et al.* (1999) et AKI (1980a et b). La relation de dépendance fréquentielle à chaque LT (20, 30, 40, 50, 60, 70 et 80 s) montre que Q_0 et n varient avec le LT. Une telle variation de Q_0 suggère un effet du changement des hétérogénéités avec la profondeur (ROECKER *et al.*, 1982; PULLI, 1984; HERAK 1991; BIANCO *et al.*, 1999; MANDAL *et al.*, 2001; GIAMPICCOLO *et al.*, 2002; MARTINEZ – ARÉVALO *et al.*, 2003; MUKHOPADHYAY & TYAGI, 2007; SETÇELIK, 2011). En comparant nos valeurs de Q_0 avec celles obtenues dans d'autres régions du monde (Tableau 4), on observe qu'elles sont proches de celle du volcan Melbourne ($Q_0 = 55$) du champ volcanique de Campi Phlegrei ($Q_0 = 58$ à 20 s) et du Sud Est de Sicile (42) à 20 s.

Tableau 4: Les valeurs de Q_0 et n dans quelques différentes régions dans le monde

Région	Q_0	n	Temps écoulé (LT)	Références
Sud Est Sicile (Italie)	21 $\pm$ 8	1.3 $\pm$ 0.2	10 s	GIAMPICCOLO <i>et al.</i> (2002), $Q_c = 93.3f^{0.81}$ (toutes les données)
	42 $\pm$ 13	1.2 $\pm$ 0.1	20 s	
	74 $\pm$ 13	0.9 $\pm$ 0.1	30 s	
Champs Géothermal de Cerro Prieto, Californie (Baja, Mexcio)	11.5 $\pm$ 23	0.41 $\pm$ 0.1		DOMINGUEZ <i>et al.</i> (1997), $Q_c = 111.1f^{0.41}$
Volcan Mt. Melbourne, Antarctique	55	0.65	20 s	GAMBINA & PRIVITERA (1996)
Ile de la Déception (Antarctique)	20 $\pm$ 0.4	0.9 $\pm$ 0.1	20 s	MARTINEZ – AREVELO <i>et al.</i> (2003)

Champ volcanique de Campi Phlegrei (Italie, Naples)	9	1.04	<10 s	ORTIZ <i>et al.</i> (1992); DEL PEZZO & BIANCO (2012)
	58 $\pm$ 6	0.6 $\pm$ 0.1	20 s	IBANEZ (1991); DEL PEZZO & BIANCO (2012) (2012)
Virunga	47 $\pm$ 5	0.94 $\pm$ 0.06	20 s	$Q_c = (81.93 \pm 1.09)f^{2.22 \pm 0.05}$ pour l'ensemble de LT (Cette étude)
	53 $\pm$ 6	1.03 $\pm$ 0.06	30 s	
	68 $\pm$ 6	1.03 $\pm$ 0.04	40 s	
Turquie (Est de l'Anatolie)	57.7	0.82	20 – 40 s	SERTÇELIK (2011)
Chamoli (Garhwal Himalaya)	30 $\pm$ 0.8	1.21 $\pm$ 0.03	30 - 80	MANDAL <i>et al.</i> (2001)
Dinarides (Yougoslavie)	45	1	30 s	HERAK (1991)
Nouvelle Angleterre	660	0.4	> 100 s	PULLI (1984)
	140	0.95	< 100 s	
NW Himalayas	113 $\pm$ 7	1.01 $\pm$ 0.05	30 s	MUKHOPADHYAY & TYAGI (2007)
	150 $\pm$ 8	0.97 $\pm$ 0.04	40 s	
	192 $\pm$ 7	0.91 $\pm$ 0.03	50 s	

La croissance de Q_0 (décroissance de l'atténuation) avec le LT (Figure 4) reflèterait la diminution de l'inhomogénéité (failles, fissures, densité) avec la profondeur. PULLI (1984) trouve que Q_c reflèterait les propriétés moyennes de l'atténuation de volume ellipsoïdal de profondeur maximale:

$$h = h_{av} + a_2$$

avec h_{av} , la profondeur moyenne des événements et $a_2 = \sqrt{a_1^2 - \Delta^2}$, le demi petit axe de l'ellipsoïde pour Δ la distance épacentrale moyenne, et $a_1 = \frac{Ct}{2}$, le demi – grand axe ($t = t_{start} + \frac{W}{2}$, le temps écoulé: LT, avec t_{start} temps de début de la fenêtre de la coda et W la longueur de la fenêtre de la coda, et C la vitesse de l'onde S).

La variation de n avec le LT a été attribuée à l'activité tectonique et au degré de fracturation dans une région [ROECKER *et al.*, 1982 (Asie Centrale: Afghanistan); HERAK, 1991 (Dinarides: Yougoslavie); PULLI, 1984 (Nouvelle Angleterre); JIN & AKI, 1988 (Chine); MANDAL *et al.*, 2001 (Chamoli: Garhwal Himalaya); GIAMPICCOLO *et al.*, 2002 (Sud – Est de la Sicile: Italie); MARTINEZ – ARÉVALO *et al.*, 2003 (volcan de l'île de la Déception en Antarctique); KUMAR *et al.*, 2005 (NW Himalaya); PARVEZ *et al.*, 2008 (île de Andaman); SERTÇELIK, 2011 (Faille Est d'Anatolie: Turquie); et SINGH *et al.*, 2012 (Sud de l'Inde)].

Il ressort que n paraît stable entre 30 et 60 s (Figure 4). Cette stabilité montre la conservation des dimensions des hétérogénéités jusqu'à une profondeur maximale de 59 Km. Et puisque n est toujours élevé, cela implique la présence de diffraction. L'augmentation de n à 70 et 80 s suggère la continuité de la diffraction par des hétérogénéités de grande dimension en profondeur (au – delà de 60 Km) dont les fluctuations des vitesses ou de la densité du fluide seraient la cause. La tranche de 30 – 60 s (Figure 4) constitue une zone de transition entre les grandes et faibles hétérogénéités.

MONCAYO *et al.* (2004) ont trouvé des valeurs fortes de n et faibles de Q_0 sous le volcan Galeras (Colombie) à l'intrusion magmatique. Une accumulation magmatique a été également observée pour les valeurs n élevées et de Q_0 faibles au Vesuvius (Italie) (BIANCO *et al.* 1999) et dans la zone volcanique de la région de Hida (Japon Centrale) par HIRAMATSU *et al.* (1992). La présence magmatique serait la cause des faibles valeurs de Q_0 dans la région des Virunga caractérisée par des grandes éruptions fissurales et fractures.

Dépendance fréquentielle de Q_c au niveau des stations d'enregistrement

La différence de Q_0 au niveau des stations (Tableau 3, Figure 6) est due aux propriétés d'atténuation de chaque site dénotant une hétérogénéité sous ces stations. Cette variation latérale de Q_0

et n indique une plus forte hétérogénéité au Sud des Virunga qu'au Nord (RMG au nord, BLG et GOMA au sud et RSY à l'intermédiaire). Cette différenciation pourrait être due aux différentes conditions de contrainte, de densité, de fracturation, ou de fluide comme CASTRO *et al.* (1994) l'ont remarquée pour la région de Mexique. Les sites de RMG et RSY présentent des valeurs de $Q_0 = 107$ et $Q_0 = 102$, respectivement, relativement élevée par rapport aux autres stations. Ces valeurs élevées seraient dues aux récentes couvertures de coulées de lave et/ou aux structures rocheuses de soubassement ou encore à la topographie. En effet, les stations RMG et RSY sont respectivement à 1600 m et 1694 m d'altitudes et leurs valeurs de Q_0 sont relativement élevées par rapport à celles des GOMA et BLG qui sont autour de 1500 m (Figure 2). Les stations BLG et RSY sont sur de récentes coulées de laves et les tufs volcaniques recouvrent le Mont Goma (DENAHEYER & HART, 1952). La topographie et les conditions locales pourraient causer la prédominance de l'effet de diffraction dans l'atténuation (AKI, 1980 a), et par conséquent susciter les effets de site comme la résonance sous les structures de dépôt.

La dépendance de Q_c à la fréquence ($n \sim 1$), avec Q_0 faible sous ces stations, correspondrait à la présence d'un degré élevé de fissuration et/ou du magma ou des autres fluides dans les fractures (AKI, 1980 a et b; ROECKER *et al.*, 1982; SATO & FEHLER, 1988; MANDAL *et al.*, 2001; MARTNEZ – AREVALO *et al.*, 2003; GIAMPICCOLO *et al.*, 2004; KUMAR *et al.*, 2009; SINGH *et al.*, 2012). Cette différence de Q_0 au niveau des stations expliquerait aussi la distribution spatiale de la température suite à l'intrusion magmatique (ORTIZ *et al.*, 1992). Les plus faibles valeurs de Q_0 et élevées de n à BLG (Tableau 3, Figure 6) impliqueraient la présence de magma à faible profondeur sous ce site et un degré élevé de fracturation. MISHINA (1983) identifie la zone d'intrusion magmatique entre 3 et 4 Km et 30 et 40 Km sous BLG par des mesures de résistivité électrique (1 – 3 ohm- mètre) et sous GOMA entre 30 et 40 Km (3 – 4 ohm – mètre). Ainsi, l'estimation de la profondeur maximale de l'atténuation suivant PULLI (1984), suggère une intrusion magmatique à BLG entre 20 et 40 s de LT à des profondeurs inférieures à 18 Km. Et à GOMA la forte dépendance fréquentielle d'atténuation (Tableau 3) débute à 30 s (soit, à 36 Km). A cette profondeur, l'atténuation (Q_0 , très faible) suggère une forte accumulation magmatique sous GOMA qui alimenterait la chambre magmatique. MAVONGA (2010) suppose également une accumulation magmatique entre 3 et 20 Km et la présence de la chambre magmatique entre 20 et 30 Km par observation de la structure en vitesse sismique en utilisant les *receiver functions*. Ces deux stations présentent une même valeur de n et une différence relativement faible de l'atténuation à 80 s (aux environs de 128 Km). Ceci indiquerait une homogénéisation des propriétés de la densité ou de la vitesse suite à la fusion partielle à cette profondeur sous ces stations. La variation non significative du paramètre n entre 30 et 70 s de LT à BLG traduirait la conservation des propriétés du degré/dimension d'hétérogénéités (Tableau 3) avec la profondeur sous ce site. La présence de l'eau du lac Kivu dans la structure fracturée proche de cette station (Figure 2) pourrait aussi contribuer à la forte atténuation de l'onde coda (Q_0 faibles, Tableau 3; Figure 6). En effet, quelques éruptions phréatomagmatiques à proximité de BLG se sont déjà produites comme celle de 1912 (Rumoka) qui fut accompagnée d'une éruption lacustre entre 1912 et début 1913 (CAHEN, 1954; POPPE *et al.*, 2013). Les valeurs de Q_0 à BLG, GOMA et RSY (100, 125, 125, respectivement proches) au LT de 80 s (128 Km) indiquent l'existence d'une même source d'alimentation magmatique/thermique à cette profondeur sous ces sites.

A la station RMG, n décroît à partir de 40 s de LT et est négative à 70 s avec une déviation standard nulle. Des valeurs négatives de n n'ont pas encore été observées dans la littérature. DOMINGUEZ *et al.* (1997) ont obtenu une valeur négative de Q_c qu'ils ont attribuée aux réverbérations des énergies d'ondes sismiques sous la structure de la station LV dans le champ Géothermal Cerro Prieto (Baja, Californie, Mexique). L'indépendance fréquentielle négative (Tableau 3) à la station RMG à 70 s pourrait être due à l'effet de site ou simplement aux données utilisées. Pour ce faire, au coefficient de corrélation de 0.45 fixé dans la fonction CODAQ, cette station présente une valeur de $n = 0.52$ positive, qui indique un effet d'atténuation intrinsèque. Il s'en suit qu'aux coefficients de corrélation élevés dans la fonction CODAQ, beaucoup de traces sismiques sont éliminées pour la station RMG et cela se traduirait par des valeurs négatives de n . La valeur de Q_0 à RMG croît jusqu'à un LT de 70 s ($h = 85.8 \text{ Km}$) et décroît à 80 s ($h = 128 \text{ km}$). A ce dernier LT le

paramètre $n = 0.36$ (très faible) (Tableau 3). Ceci indique une grande atténuation à ces profondeurs ou à des distances immédiatement proche de la station par anomalie thermique ou par intrusion magmatique.

La dispersion de la relation de la dépendance fréquentielle de l'atténuation Q_c au niveau des stations implique l'existence des effets de sites dont on devra tenir compte dans la modélisation de prédiction des mouvements forts du sol.

CONCLUSION

Le facteur de qualité $Q_c(Q_0)$ des ondes codas s'avère être un paramètre important pour identifier la présence du magma. Les faibles valeurs de Q_c (1 – 3 Hz) seront dues à une perte d'énergie sur des hétérogénéités lors de la diffraction, et les grandes valeurs (aux fréquences > 12 Hz) à la propagation de la diffraction arrière (*Backscattering*) des ondes de volume à travers la lithosphère profonde. La variation de $Q_c(Q_0)$ et la constance de n à certains temps écoulés (LT: 30 – 60 s) montrent respectivement la variation des hétérogénéités et la conservation de leurs dimensions avec la profondeur. Les valeurs de Q_0 et n différentes au niveau des stations suggèrent une distribution thermique et du degré d'hétérogénéité par intrusion magmatique. La forte atténuation corrèle bien avec l'intrusion magmatique peu profonde et/ou avec la présence de l'eau sous BLG. Le passage des fortes valeurs de Q_0 entre 70 et 80 s de LT à RMG exprimerait la différenciation des propriétés du fluide magmatique ou des hétérogénéités avec la profondeur sous ce site. L'accumulation magmatique pourrait être détectée par la forte atténuation aux profondeurs inférieures à 36 Km. Les valeurs de Q_0 à 80 s presque similaires au niveau des stations (BLG, GOMA et RSY) traduiraient l'existence d'une même source magmatique ou thermique. Et $n = 0.36$ à 80 s serait dû à l'influence magmatique ou thermique à des distances proches de la station RMG.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée dans le cadre du Projet S1_RGL_Georisk de l'Accord-Cadre Coopération belge au Développement, collaboration avec le MRAC (Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren Belgique), le Centre de Recherche en Sciences Naturelles (CRSN, RD Congo), Observatoire Volcanologique de Goma (OVG, RD Congo), l'Institut Supérieure Pédagogique (ISP, RD Congo), l'Université Officielle de Bukavu (UOB, RD Congo) et l'Université de Burundi (UB, Burundi). Nos reconnaissances vont au Directeur Général B. BAJOPE du CRSN, nous ayant permis à participer à la formation en Géorisques dans le cadre de ce projet, et au Directeur Général KATCHO KARUME de l'OVG pour nous avoir fourni les données sismiques de son observatoire. Nous remercions vivement le Dr. NARESH KUMAR de Wadia Institute of Himalayan Geology pour ses orientations dans le choix des paramètres de CODAQ sous SEISAN.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AKI, K., 1980a. Attenuation of Shear - Waves in the Lithosphere for Frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21: 50-60.
- AKI, K., 1980b, Scattering and Attenuation of Shear Waves in the Lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 85: 6496-6504.
- AKI, K., 1969. Analysis of seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysical Research*, 74: 615-631.
- AKI, K., & CHOUET, B., 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation and diffraction effects, *Journal of Geophysical Research*, 80: 3322-3342.
- BIANCO, F., CASTELLANO, M., DEL, PEZZO, E. & IBANEZ, J.M., 1999. Attenuation of short-period seismic waves at Mt Vesuvius, Italy. *Geophysical Journal International*, 138: 67-76.
- CAHEN, L., 1954. Géologie du Congo Belge: Les fossés tectoniques et le volcanisme récent. Vaillant-Carmanne, éd., Liège, Belg., 570 p.
- CASTELLANO, M., DEL PEZZO, E. & ZOLLO, A., 1984. Seismic Coda Q and Turbidity Coefficient at the Phlegraean Fields Volcanic Area: Preliminary Results. *Bulletin of Volcanology*, 47-2: 219-224.

- CASTRO, R.R., MUNGUÍA, L., REBOLLAR, C.J. & ACOSTA, J.G., 1994. A comparative analysis of the quality factor Q for the regions of Guerrero and Oaxaca, Mexico. *Geofísica Internacional*, 33 (3): 373-383.
- DEL PEZZO, E. & BIANCO, F., 2012. A reappraisal of seismic Q evaluated in Campi Flegrei caldera. Receipt for the application to risk analysis. *Journal of Seismology*, DOI 10.1007/s10950-012-9349 -9.
- DEL PEZZO, E., 2008. Seismic wave diffraction in volcanoes. INGV - Osservatorio Vesuviano. Via Diocleziano, 328. 80124 Napoli. 28p.
- DENAEYER, M.E. & HART, H., 1952. Mission géologique de l'office des cités africaines. Institut Royal Colonial Belge, Section des Sciences Techniques, Mémoires. Collection in-8°, 10(4); 259 p.
- DOMINGUEZ, T., REBOLLAR, C.J. & FABRIOL, H., 1997. Attenuation coda waves at the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(5): 1368-1374.
- EBINGER, C. & FURMAN, T., 2002. Geodynamical setting of the Virunga Volcanic Province, East Africa. *Acta Vulcanologica*, 14/15 (1-2): 9-16.
- EL BOUCH, A., CAMELBEECK, T. & MARTIN, H., 2002. Atténuation des ondes sismiques en Belgique et dans les régions limitrophes à partir de la CODA des tremblements de terre locaux. *Geologica Belgica*, 5 (1-2): 17-29.
- GAMBINO, S. & PRIVITERA, E., 1996. Mt. Melbourne Volcano, Antarctica: Evidence of Seismicity Related to Volcanic Activity. *PAGEOPH*, 146 (2): 305-318.
- GIAMPICCOLO, E., D'AMICO, S., PATANÉ, D. & GRESTA, S., 2007. Attenuation and Source Parameters of Shallow Microearthquakes at Mt. Etna Volcano, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 1B: 184-197.
- GIAMPICCOLO, E., GRESTA, S. & RASCON, F., 2004. Intrinsic and scattering attenuation from observed seismic codas in Southeastern Sicily (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145: 55-66.
- GIAMPICCOLO, E., TUSA, G., LANGER, H. & GRESTA, S., 2002. Attenuation of Southeastern Sicily (Italy) by applying different coda methods. *Journal of Seismology*, 6: 487-501.
- HAMAGUCHI, H. & ZANA, N., 1990. A Great Circle Distribution of Four Active Hotspots: Evidence for Deep Mantle Plumes. *Tôhoku Geophysics Journal*. (Sci. Rep. Tôhoku Univ., Ser. 5), 33 (3-4): 251-262.
- HAYASHI, S., KASAHARA, M., TANAKA, K. & HAMAGUCHI, H., 1992. Major elements chemistry of recent eruptive products from Nyamuragira volcano, Africa (1976-1989). In Geophysical Study on the Hotspot Volcanoes in the African Continent, in HAMAGUCHI, H. (Ed.), Publ. Faculty of Science, Tohoku University, Sendai, Japan, 83-87.
- HERAK, M., 1991. Lapse-time dependent-spectra observed in the Dinarides region (Yugoslavia). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 67: 303-312.
- HIRAMATSU, Y., ANDO, M. & TAKEUCHI, F., 1992. Correlation between coda Q^{-1} and seismicity in central Japan. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, 42 (3): 95-114.
- JIN, A. & AKI, K., 1988. Spatial and Temporal Correlation between Coda Q and Seismicity in China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78 (2): 741-769.
- KASAHARA, M., HAMAGUCHI, H., TANAKA, K., ZANA, N. & KABWIK, M., 1992. Recent horizontal crustal movement in and around volcano Nyamuragira, Zaïre. *Tectonophysics*, 209: 267-272.
- KUMAR, N., IMTIYAZ, A., PARVEZ & VIRK, H.S., 2005. Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 151: 243-258.
- KUMAR, P.C.H., SARMA, C.S.P., SHEKAR, M. & CHADHA, R.K., 2009. Attenuation studies based on Local Earthquake Coda Waves in the Southern Indian Peninsular Shield. *Natural Hazards*, 40: 527-536.
- LUKAYA, N., CIRABA, M., MAVONGA, T., & WAFULA, M., 1992. Main pattern of waveforms observed in the Virunga volcanic zone, Western Rift Valley of Africa. *Tectonophysics*, 209: 261-265.
- MANDAL, P., PADHY, S., RASTOGI, B.K., SATYANARAYANA, H.V.S., KOUSALYA, M., VIJAYRAGHAVAN, R. & SRINIVASAN, A., 2001. Aftershocks Activity and Frequency - dependence low coda Q in the epicentral Region of the 1999 Chamoli Earthquake of Mw 6.4. *Pure and Applied Geophysics*, 158: 1719-1735.
- MARTINEZ – ARÉVALO, C., BIANCO, F., IBÁÑEZ, J.M. & DEL PEZZO, E., 2003. Shallow seismic Attenuation and Shear-Wave splitting in the short period range of Deception Island Volcano (Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128: 89-113.
- MAVONGA, G.T., 2010. Crustal structure beneath two seismic broadband stations revealed from teleseismic P-wave receiver function analysis in the Virunga volcanic area, Western Rift Valley of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 58: 820-828.
- MAVONGA, T., ZANA, N. & DURRHEIM, R.J., 2010a. Studies of crustal structure, seismic precursors to volcanic eruptions and earthquake hazard in the eastern provinces of the Democratic Republic of Congo. *Journal of African Earth Sciences*, 58: 623-633.

- MAVONGA, T., KAVOTHA, S.K., LUKAYA, N., ETOY, O., MIFUNDU, W., BIZIMUNGU, R.K. & DURIEUX, J., 2010b. Some aspect of seismicity prior to the 27 November 2006 eruption of Nyamuragira volcano and its implication for volcano monitoring and risk mitigation in the Virunga area, Western Rift Valley of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 58: 829-832.
- MAVONGA, T., KAVOTHA, S.K., LUKAYA, N., ETOY, O. & DURIEUX, J., 2006. Seismic activity prior to the May 8, 2004 eruption of volcano Nyamuragira, Western Rift Valley of Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158: 355-360.
- MISHINA, M., 1983. Magnetotelluric Sounding in the Western part of the Virunga Volcanic Region. In Volcanoes Nyiragongo and Nyamuragira Geophysical aspects, In HAMGUCHI, H. (Ed.), *Tôhoku University*, Sendai, Japan, 63-68.
- MONCAYO, É., VERGAS, C. & DURAN, J., 2004. Temporal Variation of Coda-Q at Galeras Volcano, Colombia. *Earth Sciences Research Journal*, 8, 1: 19-24.
- MUKHOPADHYAY, S. & TYAGI, C., 2007. Lapse time and frequency-dependent attenuation characteristics of coda waves in the Northwestern Himalayas. *Journal of Seismology*, 11: 149-158.
- NOVELO – CASANOVA, D.A. & MARTINEZ – BRINGAS, A., 2005. Attenuation zone below Popocatepetl volcano inferred from coda waves of local earthquakes. *Geofisica Internacional*, 44 (2): 177-186.
- ORTIZ, R., CORREIG, A.M., DIEZ, J.L. & MUNOZ, M.L., 1992. Apparent Variation of Coda Q in Phlegraean Fields during the Bradyseismic Crisis of 1982-1984. In: Volcanic Seismology. In: GASPARINI, P., SCARPA, R., & AKI, K., (Eds.) IAVCEI Proceedings in Volcanology 3, Springer-Verlag, London, 516-532.
- OTTEMOLLER, L., VOSS, P. & HAVSKOV, J., 2011. SEISAN earthquake analysis Software for windows, solaris, linux and macosx.
- PARVEZ, I., SUTAR, A K., MRIDULA, M., MISHRA, S.K. & RAI, S.S., 2008. Coda Q estimates in the Andaman Islands Using local earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 165: 1861-1878.
- POPPE, S., BAGALWA, R.M., FIKIRI, A., SMETS, B. & KERVYN, M., 2013. Hazard implications of phreatomagmatism along the urbanized Lake Kivu Northern shoreline, D.R.Congo, Abstract for the *AVCOR workshop*, 2013, Gisenyi (Rwanda).
- PULLI, J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bulletin Seismological Society of America*, 74 (4): 1149-1166.
- RAUTIAN, T.G., & KHALTURIN, V.I., 1978. The use of the coda for the determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68: 923-948.
- ROECKER, S.W., TUCKER, B., KING, J. & HATZFELD, D., 1982. Estimates of Q in Central Asia as a Function of Frequency and Depth using the Coda of locally recorded Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72 (1): 129-149.
- RUSANGIZA, B.K., MAVONGA, T., LESAGE, P., KAVOTHA, K.S., WAFULA, M., LUKAYA, N. & CIZA, A., 2012: About swarms of long-period earthquakes of volcano Nyamuragira of the Virunga Region, Western Rift Valley of Africa (D R of Congo), *Geographica Pannonica*, 16: 10-17.
- SATO H. & FEHLER, M., 1998. Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth. *AIP Series in Modern Acoustics and Signal Processing*, 7, 308pp.
- SERTÇELİK, F., 2011. Estimation of coda wave attenuation in the East Anatolia Fault zone, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, Doi. 10.1007/s00024-011-0368-1.
- SHAPIRO, N.M., SINGH, S.K., IGLESIAS-MENDOZA, A., CRUZ-ATIENZA, V.M. & PACHECO, J.F., 2000. Evidence of low Q below Popocatepetl volcano, and its implication to seismic hazard in Mexico City. *Geophysical Research Letters*, 27 (17): 2753-2756.
- SHARMA, B., KUMAR, D. & TEOTIA, S.S., 2008. Site Amplification Factors in Koyna Region using Coda Waves. *Journal of Indian Geophysic. Union*, 12 (4): 149-156.
- SHIMOZURU, D. & BERG, E., 1961. Seismological study of the Nyiragongo volcano. *Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer*, Bulletin des Séances, VII, 4: 685-712.
- SINGH, C., BASHA, S.K., SHEKAR, M. & CHADHA, R.K., 2012. Spatial variation of coda wave attenuation in the Southern Indian Shield and its implications. *Geologica Acta*, 10 (3): 309-318.
- SMETS B., D'OREYE N., KERVYN, F., KERVYN, M., ALBINO, F., SANTIAGO, R.A., BAGALWA, M., BALAGIZI, C., CARN, S.A., DARRAH, T.H., FERNÁNDEZ, J., GALLE, B., GONZÁLEZ, P.J., HEAD, E., KARUME, K., KAVOTHA, D., LUKAYA, F., MASHAGIRO, N., MAVONGA, G., NORMAN, P., ETOY, O., PALLERO JOSÉ, L.G., PRIETO JUAN, F., SAMSONOV, S., MUHINDO, S., TEDESCO, D., TIAMPO, K., WAUTHIER, C. & YALIRE, M.M., 2014. Detailed multidisciplinary monitoring reveals pre- and co-eruptive signals at Nyamulagira volcano (North Kivu, Democratic Republic of Congo). *Bulletin of Volcanology*. 76(1), DOI10.1007/s00445-013-0787-1.
- STECK, L.K., PROTHERO, W.A. & SHEIMER, J., 1989. Site-dependent coda Q at Mono Craters, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5): 1559-1574.

- TANAKA, K., HORIUCHI, S., SATO, T., & ZANA, N., 1980. The Earthquakes generating Stresses in the Western Rift Valley of Africa. *Journal of Physics of the Earth*, 28: 45-57.
- TUVÈ, T., BIANCO, F., IBÁÑEZ, J., PATANÈ, D., DEL PEZZO, E., & BOTTARI, A., 2006. Attenuation study in the Straits of Messina area (southern Italy). *Tectonophysics*, 421: 173-185.
- WAFULA, M., & BAGALWA, M., 1999. Classification des séismes dans la région des Virunga suivant leurs fréquences observées. *Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann 1997-1998*: 299-308.
- WAFULA, M., 1992. Volcano-Seismicity in the Virunga Volcanic Region, Zaire. In HAMAGUCHI (Ed), Geophysical Study on the Hotspot Volcanoes in the African Continent. *Tohoku University, Faculty of Science*, Sendai 980, Japan, 56-72.
- WAUTHIER, C., CAYOL, V., POLAND, M., KERVYN, F., d'OREYE, N., HOOPER, A., SAMSONOV, S., TIAMP, S. & SMETS, B., 2013. Nyamulagira's magma plumbing system inferred from 15 years of InSar. In: PYLE, D.M., MATHER, T.A. AND BIGGS J., (Eds.) Remote Sensing of Volcanoes and Volcanic Processes: Integration Observation and Modelling. Geological Society, London, Special Publications 380, <http://dx.doi.org/10.1144/SP380.9>.
- ZANA, N., KAMBA, M., KATSONGO, S., & JANSSEN, TH., 1989. Recent seismic activity of the Kivu Province, Western Rift Valley of Africa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 58: 52-60.

