

VOLCANISME DE LA VALLÉE AXIALE DU RIFT D'ASAL, DJIBOUTI : COMPTE-RENDU DE LA MISSION DE TERRAIN (23/02- 03/03, 2022)

Juliette Pin^{1,2}, Lydéric France³, Gilles Chazot¹, Bernard Le Gall¹, Mohamed Ahmed Daoud⁴, Yafet Gabrewold Birhane²

¹ Geo-Ocean (UMR6538) Université de Brest, Place Nicolas Copernic - 29280 Plouzané

² Université de Lorraine, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), CNRS, F-54000 Nancy, France

³ Institut Universitaire de France (IUF), France

⁴ Centre d'Etudes et de Recherches de Djibouti, Djibouti

Correspondance : juliette.pin@univ-brest.fr

Résumé

Ce compte-rendu de mission de terrain décrit une campagne qui a eu lieu du 23 février au 03 mars 2022 dans la vallée axiale du rift d'Asal, à Djibouti. L'objectif était l'échantillonnage de produits éruptifs récents dans le but : (1) d'étudier les cycles magmatiques de ce segment de rift actif, et (2) de quantifier la variabilité de distribution des éléments volatils dans le magma dans l'espace et dans le temps. Nous avons également réalisé des observations volcanologiques qui ont permis de scinder l'activité volcanique récente en 2 grandes étapes : une activité phréatomagmatique précoce (interaction du magma avec un réservoir d'eau, provoquant des éruptions explosives violentes caractérisées par des déferlantes et des coulées pyroclastiques transportant du matériel externe et dont les dépôts forment des cônes de tufs) et une activité effusive et strombolienne plus récente (coulées de lave et activité éruptive modérée, formant des cônes de scories parfois soudées, et des hornitos). La typologie et la cartographie des produits stromboliens nous a permis de mettre en évidence l'existence de 5 sous-segments volcaniques à l'axe du rift, au sein desquels une chronologie éruptive a pu être établie. L'échantillonnage réalisé sera utilisé de manière couplée avec les observations volcanologiques afin de mieux comprendre l'organisation et l'évolution, dans l'espace et le temps, de la plomberie magmatique du rift d'Asal.

Mots-clés : terrain ; échantillonnage; volcan ; rift ; laves récentes ; Asal ; Djibouti ; Afar.

Abstract

This report presents the results of a field campaign that took place from February 23 to March 3, 2022 in the axial valley of the Asal Rift, Djibouti. The objective was to sample recent eruptive products in order to study the magmatic cycles of this active rift segment, and to quantify the variability of the spatio-temporal distribution of volatile elements in the magma. Volcanological observations have also been conducted and allowed us to subdivide

the recent volcanic activity into 2 main stages: an early phreatomagmatic activity (interaction of magma with a water reservoir, causing violent explosive eruptions characterized by pyroclastic flows and surges transporting external material and the deposits of which form tuff cones) and a more recent effusive and Strombolian activity (lava flows and moderate explosive activity, forming scoria cones, spatter cone, and hornitos). On the basis of the typology of Strombolian products, we highlighted the existence of 5 volcanic sub-segments at the rift axis, within which an eruptive chronology has been established. Geochemical analyses of lavas, coupled with dating of lava flow surfaces, completed by volcanological observations will help to better understand the organization and spatio-temporal evolution of the magmatic plumbing system of the Asal rift.

Keywords : field work; rock sampling; volcano; rift; recent lavas; Asal; Djibouti; Afar.

1. Introduction

La partie émergée de la zone axiale du rift d'Asal est l'un des segments de rift actif qui accommode l'extension du point triple de l'Afar, intersection entre le rift Est-Africain, et les dorsales océaniques de Mer Rouge et du Golfe d'Aden. L'extension est accommodée de manière magmatique et tectonique. Ce segment est interprété comme une dorsale océanique émergée, ou comme un rift très mature proche de l'océanisation (Harrison et al., 1975). En effet, la croûte y est amincie (Ruegg&Kasser, 1987 ; Sandvol et al., 1998) et les laves émises sont de composition primitive (Stieltjes, 1973 ; Bizouard et al., 1980 ; Pinzuti et al., 2013). Les études géophysiques ont révélé l'existence d'un réservoir magmatique sous l'axe du rift (Pham Van et al., 1981 ; Doubre et al., 2007 ; Smittarello et al., 2016). Notre objectif est d'utiliser la pétrographie et la géochimie des produits récents émis dans la vallée axiale pour mieux caractériser la plomberie magmatique récente du rift d'Asal. Le style d'extension et d'accommodation des contraintes tectoniques de ce rift peut être défini (1) par la manière dont le magma migre à travers la croûte amincie avant d'être stocké et/ou émis en surface, et (2) par la profondeur de ce(s) lieu(x) de stockage, son architecture et ses cycles de recharge et d'éruption. De plus, nous souhaitons préciser l'évolution spatio-temporelle de cette plomberie magmatique, et faire le lien entre le style volcanique en surface et le stockage du magma en profondeur.

Pour répondre à ces objectifs, nous avons réalisé une campagne de terrain dans la zone axiale du rift d'Asal, entre le lac Asal et le golfe du Ghoubbet. Aidés par la littérature sur la zone d'étude, cette campagne nous a permis d'identifier différents sous-segments présents à l'axe du rift sur la base de critères volcanologiques (style éruptif), ainsi que sur la nature de leurs relations dans l'espace et dans le temps. Cette campagne a aussi permis un échantillonnage de dépôts pyroclastiques et de coulées de laves basaltiques, qui seront utilisés pour contraindre l'organisation dans le temps et l'espace du système de plomberie magmatique, ainsi que pour dater les différents sous-segments, et potentiellement identifier différents cycles magmatiques.

Cette mission de terrain a eu lieu du 23 février au 03 mars 2022 dans le cadre du projet ANR (Agence Nationale de la Recherche) MagmAfar et s'est déroulée en collaboration avec le CERD (Centre d'Etudes et de Recherches de Djibouti). Les participants étaient : Juliette

Pin (LGO: Laboratoire Géo-Océan, Brest, France; CRPG : Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy, France), Gilles Chazot (LGO), Lydéric France (CRPG; IUF: Institut Universitaire de France), Bernard Le Gall (LGO), et Mohamed Ahmed Daoud (CERD).

2. Contexte géologique

La dépression de l'Afar est une zone de triple jonction entre les dorsales océaniques du Golfe d'Aden et de Mer Rouge, et le rift continental Est-Africain qui séparent les plaques Nubie, Somalie et Arabie et dont le point de jonction se situe au niveau du lac Abhé (Tesfaye et al., 2003). Cette dépression a commencé à se former il y a 25 Ma, de manière synchrone à la Mer Rouge (Barberi et al., 1972) et est aujourd'hui un rift continental mature où l'extension est accommodée à la fois de manière tectonique (failles) et magmatique (coulées, dykes) le long de différents segments tels ceux d'Erta Ale, de Dabbahu-Manda Hararo ou d'Asal.

La dépression de l'Afar est une zone de triple jonction entre les dorsales océaniques du Golfe d'Aden et de Mer Rouge, et le rift continental Est-Africain qui séparent les plaques Nubie, Somalie et Arabie et dont le point de jonction se situe au niveau du lac Abhé (Tesfaye et al., 2003). Cette dépression a commencé à se former il y a 25 Ma, de manière synchrone à la Mer Rouge (Barberi et al., 1972) et est aujourd'hui un rift continental mature où l'extension est accommodée à la fois de manière tectonique (failles) et magmatique (coulées, dykes) le long de différents segments tels ceux d'Erta Ale, de Dabbahu-Manda Hararo ou d'Asal. Ce système de segments tectono-magmatiques se développe aussi en étroite association avec un panache mantellique profond, le panache Afar, dont la fusion partielle est à l'origine des laves émises en surface (Schilling, 1973 ; Pik et al., 2006). Ces segments de rift, dont l'orientation varie de NNW-SSE à NW-SE, sont tous considérés comme actifs (i.e., ayant eu des éruptions il y a moins de 10 ka). L'activité volcanique et magmatique s'y exprime en surface par une activité fumerollienne, ainsi que par la formation de fissures éruptives, et d'édifices volcaniques (Varet, 2018). En profondeur, elle s'exprime par de l'hydrothermalisme ainsi que par la mise en place de dykes.

Le segment d'Asal (Figure 1), de direction NW-SE, est associé à la propagation de la dorsale Aden sur le continent (Manighetti et al., 1998). Ce segment est caractérisé par une accommodation principalement tectonique de l'extension. En effet, les processus d'étirement et de rupture de la lithosphère sont accommodés par des détachements successifs, connectés aux failles de surface (Geoffroy et al., 2014).

Le rift d'Asal comporte un fossé axial large de 4km et long de 12km, de direction parallèle à l'axe du rift. Ce fossé est limité au nord-ouest par le lac Asal, situé à une altitude de -157m sous le niveau de la mer, et au sud-est par le golfe du Ghoubbet. En son centre, le relief topographique créé par le volcan Fieale joue un rôle de verrou entre ces deux zones (Figure 2a ; De Chabaliér&Avouac, 1994). Les laves d'Asal sont de composition

principalement basaltique, et présentent des accumulations de phénocristaux de plagioclases centimétriques de type bytownite (Figure 1 ; Stieltjes, 1973 ; Bizouard et al., 1980 ; Pinzuti et al., 2013), mais les marges externes présentent des produits rhyolitiques contemporains de l'initiation du rifting il y a 1 Ma, et de la focalisation de la déformation le long d'un axe unique, celui d'Asal-Ghoubbet (Manighetti et al., 1998 ; Doubre et al., 2007 ; Le Gall et al., 2018). Les marges externes du rift se différencient des marges internes par l'absence d'activité sismique ou volcanique (Manighetti et al., 1998 ; Geoffroy et al., 2005 ; Le Gall et al., 2018). Elles se caractérisent par des escarpements allant jusqu'à 200m de hauteur, constitués de basaltes datés à 482 ± 32 ka (faille J, marge SW, Figure 2) à 112 ± 17 ka (faille α , marge NE, Figure 2 ; Manighetti et al., 1998). Les marges internes, effondrées, présentent des fractures ouvertes subverticales et un volcanisme actif (la dernière éruption s'est produite en 1978 à l'Ardoukoba (Demange et al. 1980 ; Vigier et al., 1999)). Elles sont également de composition basaltique. Un âge de 65 ± 24 ka a été obtenu pour la partie SW des marges internes (faille F, Figure 2 ; Manighetti et al., 1998). Les failles H et α (Figure 2) constituent respectivement les limites SW et NE entre les marges externes et internes, et donc entre la zone active du rift et le reste.

La vitesse d'extension du rift d'Asal est estimée à environ 15 ± 2 mm/an, perpendiculairement à l'axe du rift (Ruegg & Kasser, 1987), soit légèrement plus élevée que la vitesse d'écartement des plaques Arabie et Somalie (13 ± 1 mm/an ; Jestin et al., 1994 ; Vigny et al., 2006). Dans le détail, cette vitesse a varié entre 2 périodes : de 60 ± 10 mm/an entre 1986 et 1987 (Dobre et al., 2007) à ~ 15 mm/an entre 1987 et 2003 (Vigny et al., 2007).

Les informations sur la structure crustale du rift d'Asal ainsi que sur son système de plomberie magmatique en profondeur proviennent d'études géophysiques. Les enregistrements sismiques, magnétotelluriques et géodésiques indiquent un réservoir magmatique d'environ 2 à 3 km d'extension latérale et d'épaisseur inconnue, composé d'un mélange de magma, de minéraux et de gaz à plus de 5 km de profondeur sous l'édifice phréatomagmatique du Fieale (Pham Van et al., 1981 ; Doubre et al., 2007 ; Smittarello et al., 2016). Ils ont également permis de tracer les failles normales jusqu'à des profondeurs de 2 à 3 km, en accord avec la profondeur des hypocentres sismiques (Dobre et al., 2007). Plus en profondeur, 2 interfaces se distinguent. La première, entre 8 et 12 km, est interprétée comme le Moho par certains auteurs (Ruegg & Kasser, 1987 ; Sandvol et al., 1998) et indiquerait un amincissement crustal brutal et très localisé. Pour d'autres auteurs, c'est la deuxième interface, aux alentours de 23 km, qui correspondrait au Moho (Dudg & Nyblade, 2006 ; Vergne et al., 2010). L'amincissement serait donc plus faible et similaire à celui observé dans l'ensemble de la dépression Afar. La première interface peut alors être interprétée comme un réservoir magmatique composé de matériel partiellement cristallisé (Dobre et al., 2007).

3. Objectifs de la mission

L'objectif de cette campagne de terrain était d'étudier la zone axiale du rift d'Asal, entre le lac Asa et le golfe de Ghoubbet (Figure 3). Dans cette zone, de 4 km sur 12 km, les âges les plus anciens (100 000 ans, méthode K-Ar, De Chabaliér & Avouac, 1994 ; Manighetti et al., 1998), concernent des coulées de laves et des édifices phréatomagmatiques. Vient ensuite un niveau de sédiments lacustres qui témoigne du plus haut niveau atteint par le lac Asal, il y a ~6000 ans (Gasse & Fontes, 1989). Le niveau stratigraphique le plus récent est représenté par des coulées de laves, jamais datées à ce jour, mais qui sont donc plus récentes que 6000 ans. La plus jeune est celle associée à l'éruption historique de l'Ardoukoba en 1978 (Demange et al. 1980). C'est ce volcanisme récent qui a été principalement échantillonné durant cette mission. Nous avons collecté 21 échantillons de pyroclastes et 24 échantillons de coulées de lave (Tableau 1). C'est l'échantillonnage le plus complet réalisé à ce jour dans les laves récentes de la zone axiale du rift d'Asal. Ces roches seront l'objet de 3 types d'études complémentaires : 1) analyse du contenu en volatils des magmas, 2) datation cosmogénique des coulées de lave, et 3) analyses pétrographique et géochimique des roches.

En préambule à cette mission de terrain, une analyse d'imagerie satellitale (images satellites CNES 2021 extraites sur Google Earth) couvrant la zone d'étude a permis d'élaborer une cartographie préliminaire du système de laves en présence, sur la base, notamment, de leur couleur d'altération, elle-même fonction de leurs âges respectifs (Kahle et al., 1988 ; Abrams et al., 1991). L'existence d'une vingtaine d'unités de coulées de lave et d'une dizaine de cônes volcaniques ainsi discriminées a ensuite été précisée et confirmée lors de la mission de terrain.

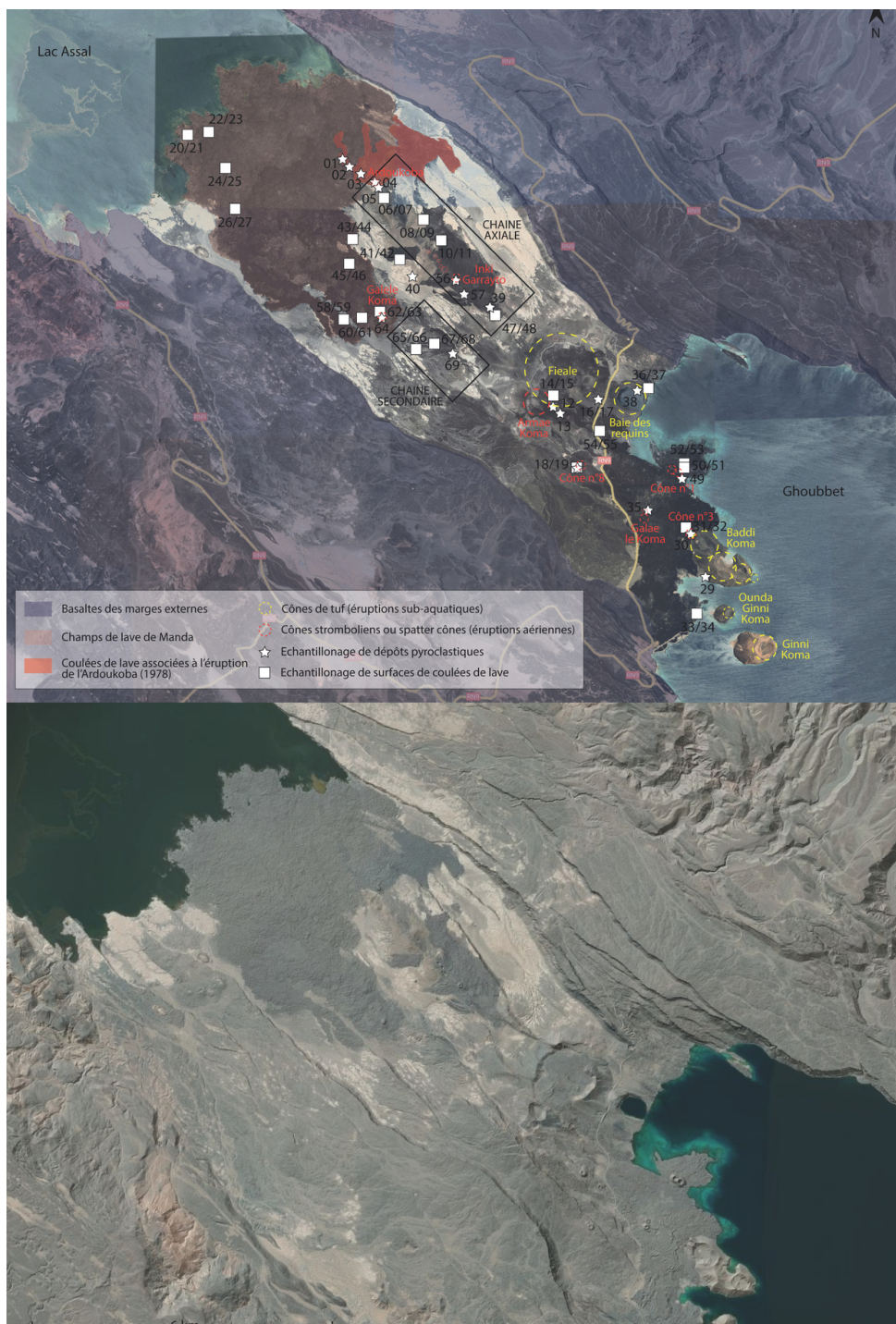


Tableau 1. Liste des échantillons collectés lors de la mission de terrain. Le type de l'échantillon indique : “P” pour les pyroclastes utilisés pour l’analyse du contenu en volatils, “S” pour les surfaces de coulées de lave utilisées pour la datation cosmogénique, et “M” pour les échantillons massifs utilisés pour les analyses géochimiques et pétrographiques, échantillonnés en association avec les surfaces.

Nom	N (latitude)	E (longitude)	Altitude	Type	Date (j/m/a)	Nom de l'édifice	Sous-segment
22DJ01	11 37'23.1"N	42 27'49.4"E	-111	P	24/02/2022	Ardoukoba	Chaîne Axiale
22DJ02	11 37'18.2"N	42 27'54.1"E	-107	P	24/02/2022	Ardoukoba	Chaîne Axiale
22DJ03	11 37'13.9"N	42 28'01.5"E	-100	P	24/02/2022	Ardoukoba	Chaîne Axiale
22DJ04	11 37'07.7"N	42 28'10.7"E	-86	P	24/02/2022	Ardoukoba	Chaîne Axiale
22DJ05	11 37'05.5"N	42 28'12.8"E	-96	P	24/02/2022	Ardoukoba	Chaîne Axiale
22DJ06	11 36'57.1"N	42 28'16.4"E	-90	S	24/02/2022		Chaîne Axiale
22DJ07	11 36'57.1"N	42 28'16.4"E	-90	M	24/02/2022		Chaîne Axiale
22DJ08	11 36'43.6"N	42 28'42.7"E	-65	S	24/02/2022		Chaîne Axiale
22DJ09	11 36'43.6"N	42 28'42.7"E	-65	M	24/02/2022		Chaîne Axiale
22DJ10	11 36'30"N	42 28'54"E	<0	S	24/02/2022		Chaîne Axiale
22DJ11	11 36'30"N	42 28'54"E	<0	M	24/02/2022		Chaîne Axiale
22DJ12	11 34'44.9"N	42 30'06.3"E	120	P	25/02/2022	ArmaeKoma	ArmaeKoma
22DJ13	11 34'40.5"N	42 30'11.0"E	109	P	25/02/2022	ArmaeKoma	ArmaeKoma
22DJ14	11 34'51.2"N	42 30'06.4"E	113	S	25/02/2022		ArmaeKoma
22DJ15	11 34'51.2"N	42 30'06.4"E	113	M	25/02/2022		ArmaeKoma
22DJ16	11 34'49"N	42 30'36"E	56	P	25/02/2022	Fieale	Phréatomagmatisme (Fieale)
22DJ17	11 34'49"N	42 30'36"E	56	P	25/02/2022	Fieale	Phréatomagmatisme (Fieale)
22DJ18	11 34'05.1"N	42 30'21.9"E	73	S/M	25/02/2022		Ghoubbet
22DJ19	11 34'05.1"N	42 30'21.9"E	73	P	25/02/2022	N°8	Ghoubbet
22DJ20	11 37'38.1"N	42 26'07.8"E	-151	S	26/02/2022		Manda
22DJ21	11 37'38.1"N	42 26'07.8"E	-151	M	26/02/2022		Manda
22DJ22	11 37'39.9"N	42 26'21.5"E	-139	S	26/02/2022		Manda
22DJ23	11 37'39.9"N	42 26'21.5"E	-139	M	26/02/2022		Manda
22DJ24	11 37'16.8"N	42 26'32.7"E	-129	S	26/02/2022		Manda
22DJ25	11 37'16.8"N	42 26'32.7"E	-129	M	26/02/2022		Manda
22DJ26	11 36'50.7"N	42 26'39.0"E	-126	M	26/02/2022		Manda
22DJ27	11 36'50.7"N	42 26'39.0"E	-126	S	26/02/2022		Manda
22DJ29	11 32'57.1"N	42 31'45.7"E	2	P	27/02/2022	BaddiKoma	Phréatomagmatisme (Iles du Diable)
22DJ30	11 32'57.1"N	42 31'45.7"E		P	27/02/2022	N°3	Manda
22DJ31	11 33'26.8"N	42 31'33.2"E	17	S	27/02/2022		Manda
22DJ32	11 33'26.8"N	42 31'33.2"E	17	M	27/02/2022		Manda
22DJ33	11 32'32.1"N	42 31'39.6"E	15	S	27/02/2022		Manda
22DJ34	11 32'32.1"N	42 31'39.6"E	15	M	27/02/2022		Manda
22DJ35	11 33'39"N	42 31'08"E	28	P	27/02/2022	Galae le Koma	Manda
22DJ36	11 34'55.8"N	42 31'08.6"E	8	S	28/02/2022		ArmaeKoma
22DJ37	11 34'55.8"N	42 31'08.6"E	8	M	28/02/2022		ArmaeKoma
22DJ38	11 34'54.8"N	42 31'01.2"E	1	P	28/02/2022	Baie des Requins	Phréatomagmatisme (Baie des Requins)
22DJ39	11 35'47.8"N	42 29'26.1"E	97	P	28/02/2022	Chaîne Axiale	Chaîne Axiale
22DJ40	11 36'06.9"N	42 28'35.0"E	-23	P	28/02/2022	Chaîne Axiale	Chaîne Axiale
22DJ41	11 36'17.7"N	42 28'26.9"E	-51	S	28/02/2022		Chaîne Axiale

22DJ42	11 36'17.7"N	42 28'26.9"E	-51	M	28/02/2022		Chaîne Axiale
22DJ43	11 36'31"N	42 27'56"E	<0	S	28/02/2022		Manda
22DJ44	11 36'31"N	42 27'56"E	<0	M	28/02/2022		Manda
22DJ45	11 36'15"N	42 27'54"E	<0	S	28/02/2022		Manda
22DJ46	11 36'15"N	42 27'54"E	<0	M	28/02/2022		Manda
22DJ47	11 35'42.0"N	42 29'29.2"E	88	S	28/02/2022		Chaîne Axiale
22DJ48	11 35'42.0"N	42 29'29.2"E	88	M	28/02/2022		Chaîne Axiale
22DJ49	11 33'59.0"N	42 31'30.1"E	15	P	01/03/2022	N°1	Ghoubbet
22DJ50	11 34'05.3"N	42 31'31.4"E	14	S	01/03/2022		Ghoubbet
22DJ51	11 34'05.3"N	42 31'31.4"E	14	M	01/03/2022		Ghoubbet
22DJ52	11 34'08"N	42 31'32"E	14	S	01/03/2022		Ghoubbet
22DJ53	11 34'08"N	42 31'32"E	14	M	01/03/2022		Ghoubbet
22DJ54	11 34'28.4"N	42 30'37.2"E	28	S	01/03/2022		ArmaeKoma
22DJ55	11 34'28.4"N	42 30'37.2"E	28	M	01/03/2022		ArmaeKoma
22DJ56	11 36'05.3"N	42 29'03.7"E	70	P	01/03/2022	Chaîne Axiale	Chaîne Axiale
22DJ57	11 35'56.3"N	42 29'09.1"E	64	P	01/03/2022	Chaîne Axiale	Chaîne Axiale
22DJ58	11 35'39.1"N	42 27'50.3"E	-58	S	02/03/2022		Manda
22DJ59	11 35'39.1"N	42 27'50.3"E	-58	M	02/03/2022		Manda
22DJ60	11 35'40.2"N	42 28'02.4"E	-36	S	02/03/2022		Manda
22DJ61	11 35'40.2"N	42 28'02.4"E	-36	M	02/03/2022		Manda
22DJ62	11 35'44.6"N	42 28'14.0"E	-9	S	02/03/2022		Manda
22DJ63	11 35'44.6"N	42 28'14.0"E	-9	M	02/03/2022		Manda
22DJ64	11 35'42.4"N	42 28'15.3"E	10	P	02/03/2022	GaleleKoma	Manda
22DJ65	11 35'20.1"N	42 28'37.9"E	-2	S	02/03/2022		Chaîne Secondaire
22DJ66	11 35'20.1"N	42 28'37.9"E	-2	M	02/03/2022		Chaîne Secondaire
22DJ67	11 35'24.1"N	42 28'49.9"E	30	S	02/03/2022		Chaîne Secondaire
22DJ68	11 35'24.1"N	42 28'49.9"E	30	M	02/03/2022		Chaîne Secondaire
22DJ69	11 35'18.6"N	42 29'01.9"E	108	P	02/03/2022	Chaîne Secondaire	Chaîne Secondaire

3.1. Volatils

Les pyroclastes échantillonnés durant cette campagne de terrain (Figure 4) seront utilisés pour comprendre et traquer l'évolution des volatils contenus dans les magmas, à la fois dans l'espace (sous-segments) et au cours du temps. Ces résultats permettront de discuter de phénomènes concernant : le dégazage, la pression de stockage des magmas, l'architecture de la plomberie magmatique en profondeur, ainsi que des différents centres d'émission du rift. Les volatils (CO₂, H₂O, Cl, S) seront analysés in situ dans les inclusions vitreuses présentes dans les minéraux (plagioclases et olivines) via SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry). En effet, les phénocristaux de plagioclase, omniprésents dans les laves d'Asal, sont généralement riches en inclusions vitreuses (Bizouard et al., 1980 ; Pinzuti et al., 2013). La teneur en volatils sera analysée dans ces inclusions sans leur faire subir d'étape d'homogénéisation pour éviter d'éventuelles pertes en volatils. La teneur en CO₂ et H₂O renseigne sur la pression de piégeage de l'inclusion (e.g., Anderson et al., 1989 ; Duan, 2014). Pour cela, nous avons échantillonné des dépôts pyroclastiques scoriacés trempés, non consolidés, de petite taille (< 3 cm), non oxydés, et déchiquetés. Ces critères de sélection, caractéristiques d'un refroidissement rapide, permettent d'envisager que les inclusions magmatiques présentes dans les plagioclases et les olivines ont de plus grandes probabilités d'avoir préservé le contenu initial en volatils (le refroidissement est plus rapide que la diffusion des éléments à travers le minéral hôte).



Figure 4. Exemple d'un échantillon de pyroclaste basaltique, avec phénocristaux de plagioclase visibles (22DJ15).

3.2. Datation des surfaces par isotopes cosmogéniques

La datation des coulées de laves à l'aide d'isotopes cosmogéniques est une méthode permettant d'évaluer la durée d'exposition d'une surface géologique donnée (e.g., Gosse & Phillips, 2001 ; Blard, 2021). En effet, à partir du moment où une surface est à l'affleurement (ici, à partir de l'éruption), les rayons cosmiques bombardent continuellement les premiers mètres d'épaisseur du matériau. Ces rayons produisent des isotopes cosmogéniques qui s'accumulent dans la partie superficielle des roches. Les quantifier permet donc d'estimer l'âge d'exposition de l'échantillon. La méthode mise en œuvre est basée sur l'analyse du ^{36}Cl présent dans les plagioclases. Ces âges serviront à (1) définir une chronologie de mise en place des différents sous-segments échantillonnés, (2) dater certaines coulées contemporaines de cônes pris en compte pour les analyses de volatils (voir section 3.1), et (3) à identifier, puis quantifier la durée des cycles magmatiques (différenciation, recharge, et éruption des magmas). Une telle approche a déjà été appliquée au segment de Dabbahu-Manda Harraro en Afar central.

La datation des coulées de laves à l'aide d'isotopes cosmogéniques est une méthode permettant d'évaluer la durée d'exposition d'une surface géologique donnée(e.g., Gosse & Phillips, 2001 ; Blard, 2021). En effet, à partir du moment où une surface est à l'affleurement (ici, à partir de l'éruption), les rayons cosmiques bombardent continuellement les premiers mètres d'épaisseur du matériau. Ces rayons produisent des isotopes cosmogéniques qui s'accumulent dans la partie superficielle des roches. Les quantifier permet donc d'estimer l'âge d'exposition de l'échantillon. La méthode mise en œuvre est basée sur l'analyse du ^{36}Cl présent dans les plagioclases. Ces âges serviront à (1) définir une chronologie de mise en place des différents sous-segments échantillonnés, (2) dater certaines coulées contemporaines de cônes pris en compte pour les analyses de volatils (voir section 3.1), et (3) à identifier, puis quantifier la durée des cycles magmatiques (différenciation, recharge, et éruption des magmas). Une telle approche a déjà été appliquée au segment de Dabbahu-Manda Harraro en Afar central Cette étude nécessite de mesurer un certain nombre de paramètres concernant notamment les coordonnées géographiques(GPS) et le pendage de la surface. Ce dernier détermine l'angle d'incidence des rayons cosmiques. Il faut également prendre en compte les effets éventuels d'un phénomène d'écrantage lié à la topographie. Si une falaise ou un cône volcanique crée un écrantage partiel de la surface à dater, la datation est toujours possible, mais la distance et la taille de cet écrantage doivent être prises en compte dans les calculs.



Figure 5. Exemple d'un échantillon de surface de coulée basaltique (22DJ43 ; de type pahoehoe ; e.g., Voigt et al., 2021).

3.3. Géochimie et pétrologie

Toutes les coulées de lave échantillonnées pour datations avec les isotopes cosmogéniques feront aussi l'objet d'analyses géochimiques (éléments majeurs, traces, isotopes, sur roche totale et minéraux), ainsi que d'une étude pétrographique détaillée des plagioclases, présents en grande quantité dans la plupart de ces laves. L'objectif consiste à mieux appréhender la dynamique du/des réservoir(s) magmatique(s). Ces données seront utilisées en complément des données sur les inclusions vitreuses afin de caractériser la source et l'évolution des magmas à l'aplomb du rift, depuis leur lieu de formation dans le manteau jusqu'à leur mise en place à la surface.

4. Descriptions et interprétations des affleurements

4.1. Dépôts pyroclastiques phréatomagmatiques

Les édifices de Fieale, de la Baie des Requins et des Îles du Diable sont des cônes de tufs volcaniques formés par consolidation de dépôts pyroclastiques stratifiés (cendres, lapillis, blocs) (Figures 6 ; 7 ; 8 ; 9). D'après la chronologie relative réalisée sur le terrain et les datations disponibles (De Chabaliér&Avouac, 1994 ; Manighetti et al., 1998), ils sont associés à l'activité la plus ancienne de la zone axiale, donc datés à au moins 100 000 ans. Tous ces édifices volcaniques présentent des similitudes morphologiques et volcanologiques qui suggèrent des dynamiques de mise en place similaires, de type phréatomagmatique (impliquant un contact entre le magma et une source d'eau profonde ou superficielle). Ces épisodes ont précédé l'activité volcanique aérienne strombolienne dont les dépôts recouvrent partiellement ces cônes de tuf. Dans le détail, le cône du Fieale étant plus déformé (présence de failles, déplacements, effondrements) que les autres édifices phréatomagmatiques (De Chabaliér&Avouac, 1994 cf. MNT dans Figure 3), il peut être considéré comme plus ancien.

4.1.1. Le volcan Fieale

L'édifice volcanique du Fieale est un cône de 1,5 km de diamètre, formant un verrou topographique entre le Golfe du Ghoubbet au SE et le lac d'Asal surbaissé au NO (Figure 2a). Il est constitué de strates de dépôts pyroclastiques donc certains sont d'origine phréatomagmatique. Il s'est formé il y a 300 000 ans et a depuis enregistré des déformations cassantes (failles) responsables de sa structure effondrée et déformée actuelle (De Chabaliér&Avouac, 1994).

Une carrière sur le flanc externe sud-est du Fieale expose à l'affleurement plusieurs séquences de l'édifice (Figure 6). La première séquence (N) est composée : (1) de matériel pyroclastique non vésiculé, de composition basaltique, représentant du matériel juvénile appartenant au Fieale lui-même, (2) de matériel cendreux présent sous la forme de lapillis accréionnés centimétriques (formés à partir d'une agglomération de cendres dans un panache éruptif humide), et (3) de matériel externe de nature variée comprenant des scories basaltiques. Ce matériel non trié s'organise en fines couches variant d'épaisseur latéralement et montrant de nombreuses figures d'écoulement turbulent (dunes et antidunes). Cette stratification est typique de dépôts pyroclastiques très énergétiques de type déferlantes pyroclastiques. La présence de matériel externe est quant à elle la preuve d'un mécanisme

éruptif phréatomagmatique, et l'absence de fragmentation dans les lapillis juvéniles indique que la fragmentation magmatique n'a pas été atteinte. La séquence N+1 se compose de matériel pyroclastique juvénile trempé (scories déchiquetées non soudées) et de plagioclases fragmentés libres ; ce dépôt pyroclastique a été échantillonné (22DJ16). Les deux composantes seront scindées par la suite au laboratoire en deux échantillons distincts pour les études pétrologiques de détail. Ce niveau, d'épaisseur constante, est composé de matériel de taille variée allant de cendres jusqu'à des blocs. Ce type de dépôt est typique de retombées stromboliennes proximales (fragmentation magmatique).

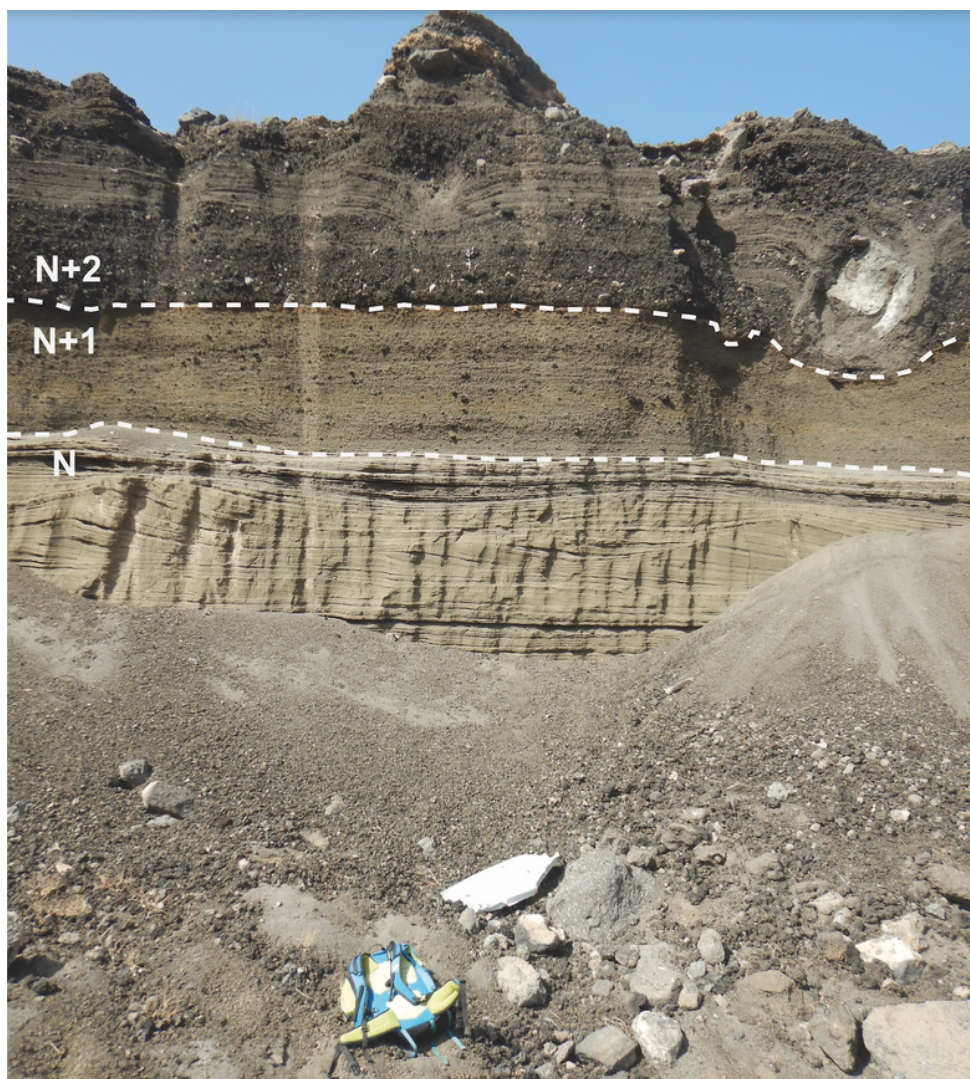


Figure 6. Coupe stratigraphique du cône du Fieale.

La séquence N+2 est composée de matériel juvénile déchiqueté et de matériel externe varié, organisé en alternances de niveaux stratifiés formant des biseaux et de niveaux triés, indiquant

une activité éruptive alternant entre coulées pyroclastiques, déferlantes pyroclastiques très énergétiques, et retombées. Cette énergie a permis le transport de blocs de matériel externe, de dimensions pluri-décimétriques formant parfois des chenaux érosifs dans les séquences antérieures. L'activité éruptive est donc de type phréatomagmatique (exprimée par la présence de matériel externe), mais elle est plus énergétique. Cela peut être en lien avec la fragmentation magmatique qui a cette fois été atteinte. Cet affleurement est localement surmonté par une dernière séquence (N+3). Elle est composée de matériel purement juvénile, à savoir des scories non soudées déchiquetées (22DJ17), de taille centimétrique. Il s'agit de retombées stromboliennes relativement distales comme l'indique le bon tri des pyroclastes. Ces retombées témoignent de la dernière phase de l'éruption caractérisée par une activité purement magmatique. Tous ces dépôts se sont probablement formés lors d'une même éruption comme l'indique l'absence de surfaces d'érosion ou de paléosols entre les diverses séquences. Elle a pu durer de quelques jours à plusieurs semaines.

4.1.2. Le volcan de la Baie des Requins

L'édifice volcanique de la Baie des Requins est composé de tufs d'origine principalement phréatomagmatique. Il est partiellement immergé, et le cratère est ouvert sur la mer. Depuis l'intérieur de ce cratère, il est possible de décrire la coupe stratigraphique suivante (Figure 7) : le premier niveau (N) est composé de dépôts de scories soudées, rouges, typiques de cônes de scories soudées. Ces dépôts sont surmontés par une coulée de lave basaltique (unité N+1), d'une puissance de 5 m environ, et riche en plagioclases. Le niveau N+2 est un dépôt pyroclastique cendreux et stratifié, jaune à orange, montrant des figures typiques de déferlantes pyroclastiques (stratifications entrecroisées). Certains niveaux bien triés, et ne présentant pas de figures d'écoulement turbulent, pourraient être issus de projections distales. La limite entre les niveaux N+2 et N+3 présente des évidences d'érosion suggérant une pause éruptive dans la succession. Le niveau N+3 est composé de matériel fragmenté, noir, scoriacé allant de cendres à des bombes (fuseaux identifiés), et de rare matériel externe lithique, parfois de grande taille (> 1 m). Ces observations permettent de proposer une phase initiale d'éruption strombolienne avec un débouillage précoce qui impliquerait un peu de matériel externe. L'échantillon de scories juvéniles (22DJ38) a été prélevé dans ce niveau. Le niveau N+4 est également composé de scories centimétriques et de matériel externe (~30%), composé principalement de boules de basalte massif à plagioclases. Cette unité ne montre pas d'organisation interne, ni de tri granulométrique. Ce dépôt pourrait correspondre à une coulée pyroclastique associée à une éruption phréatomagmatique. Le niveau est surmonté par le niveau N+5, très similaire, mais contenant en plus de nombreuses bombes en bouses de vache et en fuseaux impliquant une fragmentation magmatique importante. Une telle variation pourrait être rapportée au fait que cette phase éruptive était purement magmatique (sans accès à l'eau), mais que le ramonage du conduit, abîmé par la phase éruptive phréatomagmatique précédente, a permis un apport mineur en matériel externe. Au sud-ouest de la baie, l'édifice est nappé par des dépôts de déferlante pyroclastique (provenant d'un autre édifice) et par une coulée de lave issue du débordement du lac de lave de l'ArmaeKoma (voir partie 4.2.2).



Figure 7. Coupe stratigraphique du cône de la Baie des Requins.

4.1.3. Edifices des îles du Diable et de BaddiKoma

Les îles du diable (GinniKoma et OundaGinniKoma) et BaddiKoma sont un ensemble d'édifices composés de tufs phréatomagmatiques (Figure 8). Leur date de mise en place est inconnue. Ces édifices, tous recouverts d'une patine d'altération, sont recoupés par des failles de direction NW-SE. La structure de BaddiKoma comprend un ensemble de quatre édifices de tuf. Nous avons échantillonné des lapillis accréionnés sur le flanc externe sud-ouest d'un de ces cônes (22DJ29 ; Figure 9a).

Plusieurs affleurements permettent d'accéder aux différentes séquences qui composent cet édifice. Il s'agit d'alternances de déferlantes pyroclastiques, de retombées, et de coulées pyroclastiques. Du matériel externe est aussi présent : cendres, plagioclases libres, blocs décimétriques de différents types de basaltes, et même des fossiles de coquillages (Figure 9b). La présence de matériel externe libre indique une activité phréatomagmatique. Le matériel juvénile échantillonné n'est pas déchiqueté, ce qui indique que la fragmentation magmatique n'a, elle, pas eu lieu. La fragmentation phréatomagmatique est l'unique processus ayant déclenché l'éruption, et elle s'est produite avant que le seuil de fragmentation magmatique soit atteint.

Par ailleurs, l'extrémité nord-ouest de l'ensemble des cônes de BaddiKoma est recoupée par un édifice strombolien comprenant des dépôts localement oxydés (édifice n°3, échantillons de scories noires: 22DJ30).

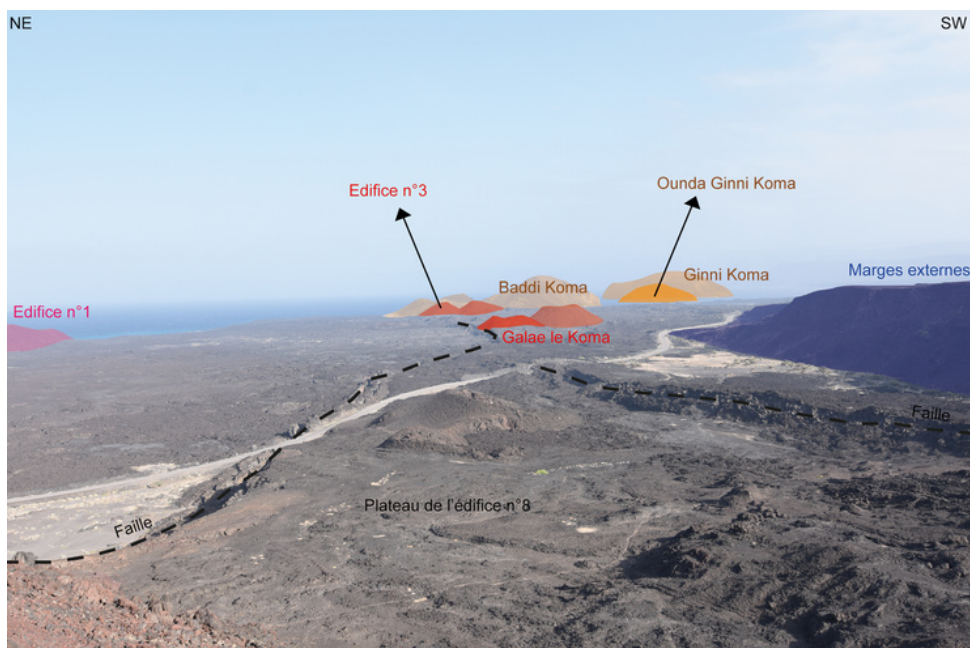


Figure 8. Panorama depuis le sommet du cône n°8 en direction des îles du Diable. La route au pied du cône n°8 est la RN9.



Figure 9. Photos d'échantillons de BaddiKoma. a) lapillisaccrétionnés (22DJ29). b) matériel externe (coquillage) libre dans un dépôt pyroclastique, typique d'une activité phréatomagmatique.

4.2. Volcanisme aérien récent du sud-est du rift

Les cônes de tufs phréatomagmatiques (4.1) sont recouverts par des produits d'éruption aérienne plus récente, caractérisée par des cônes de scories basaltiques, des hornitos et des coulées. Cette stratigraphie est visible au niveau de l'édifice n°3 qui recouvre BaddiKoma, ou encore au niveau de l'ArmaeKoma qui recouvre le Fieale.

4.2.1. La zone de GalaeLe Koma

Entre les édifices de tuf de BaddiKoma et de Fieale, on observe un alignement de plusieurs édifices stromboliens, de cônes de scories soudées et de larges étendues de coulées de laves récentes qui s'étendent dans l'axe du rift depuis le littoral à l'est jusqu'à la route RN9 à l'ouest (Figure 8). La partie nord-ouest du BaddiKoma est recoupée par un cône de scories (cône n°3) dont les projections recouvrent l'édifice phréatomagmatique (22DJ30). Une coulée de lave (échantillons 22DJ31 et 22DJ32) vient recouper le cône n°3. Nous avons également échantillonné une coulée de lave à l'ouest de OundaGinniKoma (échantillons 22DJ33 et 22DJ34).

L'édifice de Galae le Koma se trouve au centre du champ de laves. Il est composé de 2 cônes de scories soudées : l'un au nord et l'autre, plus grand, au sud. Un affleurement est visible sur le flanc nord du cône Nord grâce à un escarpement de faille qui découpe cette partie de l'édifice. Il permet d'observer un niveau de scories soudées, recouvert d'un niveau de cendres de couleur jaune (lié à une déferlante pyroclastique) d'environ 10 cm d'épaisseur, lui-même recouvert d'un niveau de scories peu soudées. Ces dernières scories ont été échantillonnées (22DJ35). Le cône Sud est partiellement effondré du côté sud-est. Cet effondrement est possiblement lié à une vidange du système magmatique sous l'édifice. Il met à l'affleurement un dyke (Figure 10). Un effondrement des coulées de laves le long d'un axe NW-SE est visible au SE de Galae le Koma (Figure 10).

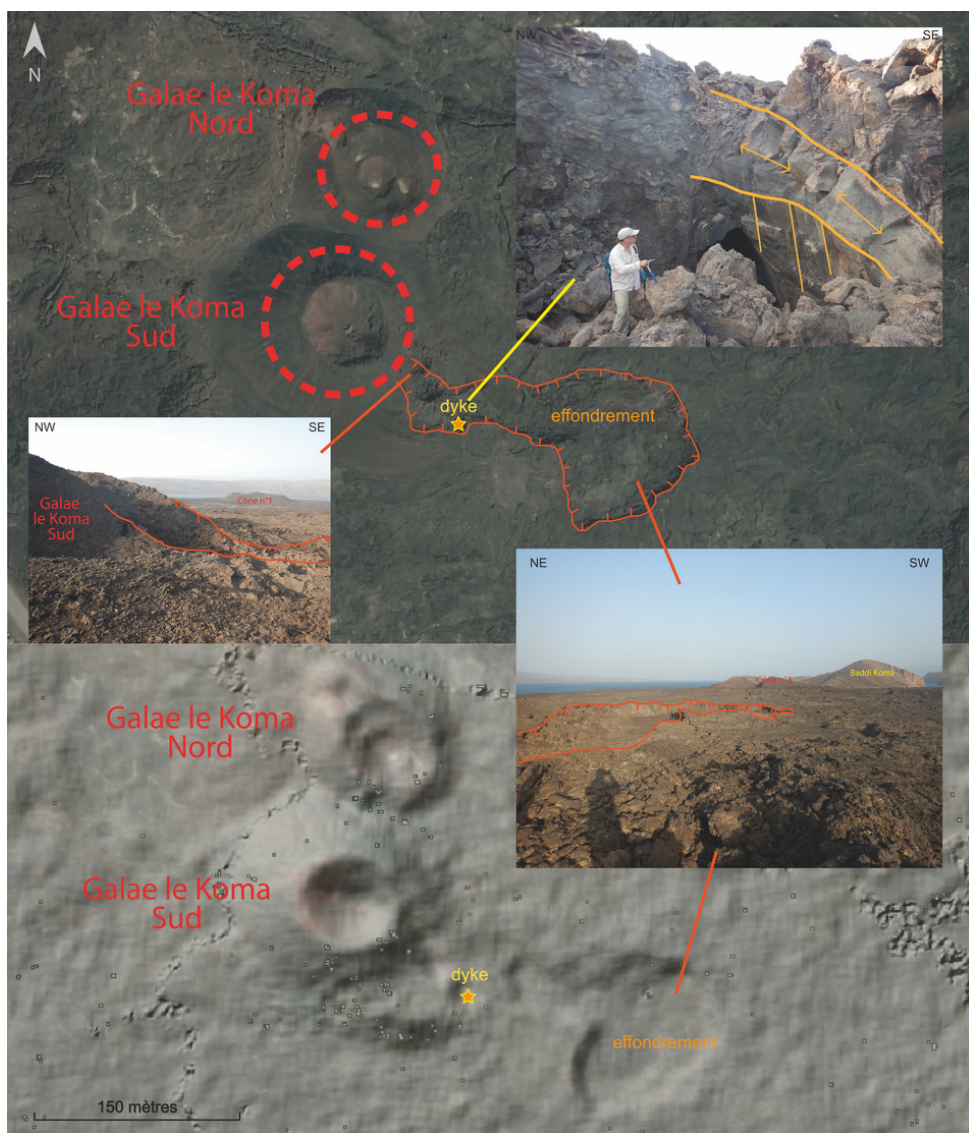


Figure 10. Effondrement des coulées et dyke à l’affleurement au sud-est du cône Sud de Galae le Koma (Haut : image satellite CNES 2021 ; Bas : MNT CNES résolution 0,7 mètres).

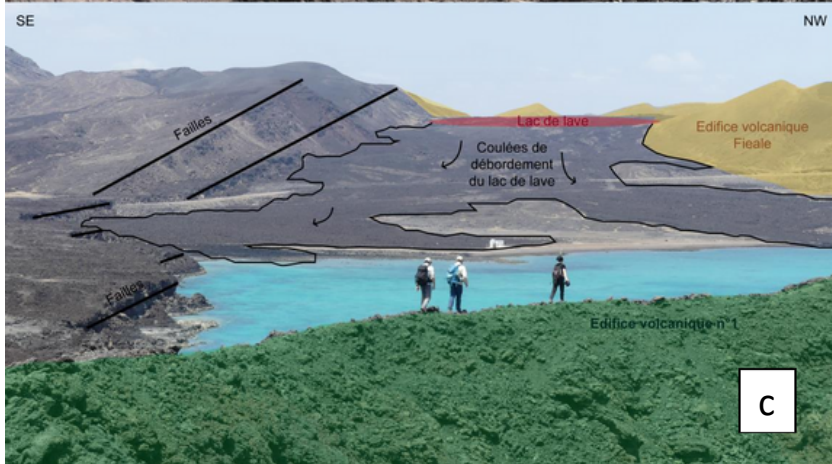
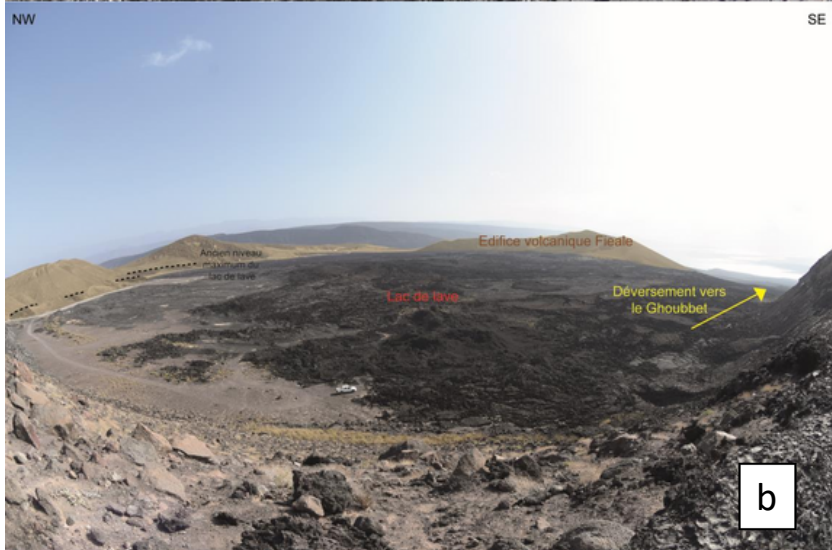
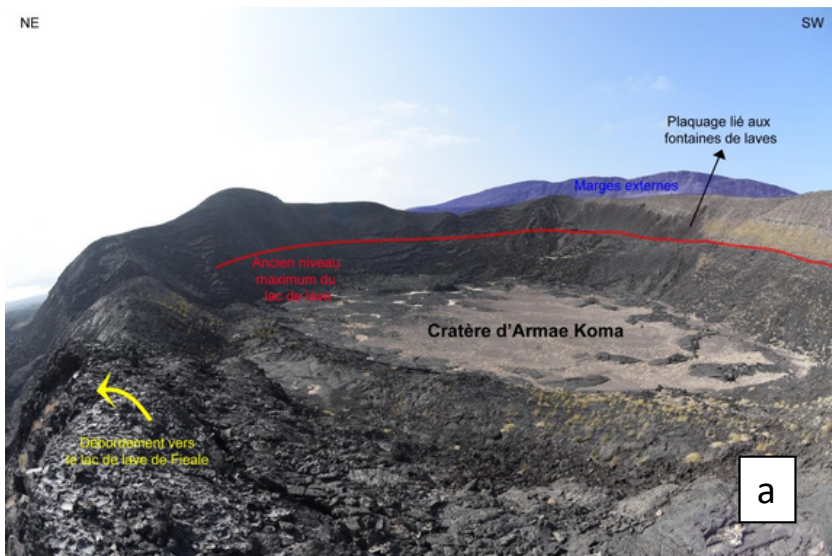
Le cône n°1 se trouve au nord du champ de laves. Il est composé de deux cratères quasiment symétriques. Il s'agit de cônes stromboliens composés de scories (22DJ49) qui reposent sur la coulée représentée par les échantillons 22DJ52/22DJ53. Au nord-est du cône n°1, il est possible d'observer le dernier point d'émission direct de cet édifice, ayant produit une coulée de lave d'expansion plus limitée (22DJ50/22DJ51).

Le cône n°8 est un cône de scories soudées situé entre les édifices d'ArmaeKoma et Galae le Koma, à l'ouest de la RN9 et du champ de lave. Il est situé au sud-ouest d'une faille de direction axiale qu'il surplombe. Une coulée pahoehoe (coulée de lave à surface lobée, relativement lisse, boudinée ou cordée (e.g., Voigt et al., 2021)), issue directement du cône n°8, scelle cette même faille. Cette coulée s'est étendue d'abord vers le nord en contournant le cône, puis en recouvrant la faille que le cône surplombe. Elle s'est ensuite écoulée vers le Ghoubbet. Nous avons échantillonné cette coulée (22DJ18). Les scories projetées non soudées du cône n°8 ont également été échantillonnées (22DJ19).

4.2.2. ArmaeKoma : lac de lave

ArmaeKoma est un cône de tuf d'origine et strombolienne. Nous avons échantillonné des scories non soudées sur son flanc externe Est, dans une séquence de dépôt purement strombolien (probablement associée à un dépôt distal lié à un épisode d'activité de fontaine de lave au centre de l'édifice) (22DJ12 et 22DJ13). ArmaeKoma est à l'origine des coulées de laves qui ont rempli le cratère du Fieale. Les flancs internes du cratère sont tapissés par des plaquages de basalte qui témoignent d'un remplissage de ce dernier par des magmas jusqu'à former un lac de lave éphémère de plusieurs mètres de hauteur avant sa vidange. Ce remplissage est associé à une activité de type fontaine de lave dont les traces sont visibles au-dessus du paléo-niveau du lac de lave (Figure 11a). Le flanc nord-est de l'édifice est partiellement effondré et recouvert de coulées de laves. Cela indique qu'à l'intérieur du cratère d'ArmaeKoma le magma a débordé par ce flanc et en a arraché une partie. Ce magma a ensuite rempli le cratère du Fieale, formant un second lac de lave temporaire. En effet, le paléo-niveau pré-vidange de ce second lac est visible sur la bordure interne nord-ouest et le cratère est rempli de coulées de laves (Figure 11b). Nous avons échantillonné des coulées de laves de type pahoehoe du paléo-lac du Fieale (22DJ14/22DJ15). Ces coulées se sont ensuite déversées en direction du Ghoubbet (Figure 11c), recouvrant ainsi le cratère de la Baie des Requins (échantillons 22DJ54/22DJ55&22DJ36/22DJ37).

Figure 11. Panoramas annotés expliquant la formation des lacs de lave d'ArmaeKoma-Fieale. a) Vue du cratère de l'ArmaeKoma depuis son sommet. b) Vue du Fieale depuis le sommet de l'ArmaeKoma. c) Vue du Fieale depuis le cône strombolien n°1.



4.3. Volcanisme aérien récent du Nord-Ouest du rift

Les cônes de tufs phréatomagmatiques (4.1) sont recouverts par des produits d'éruption aérienne plus récente, caractérisée par des cônes de scories basaltiques, des hornitos et des coulées. Cette stratigraphie est visible au niveau de l'édifice n°3 qui recouvre BaddiKoma, ou encore au niveau de l'ArmaeKoma qui recouvre le Fieale.

4.3.1. La chaîne Axiale

La chaîne Axiale est un sous-segment du rift composé de nombreux édifices volcaniques de type cône de scories soudées, accompagnés de coulées de lave, alignés selon un axe NW-SE. Il s'agit probablement, avec le Fieale, de la partie la plus documentée de la zone axiale du rift. Nous avons échantillonné 3 coulées au nord-ouest de la chaîne Axiale. La première est une coulée de laves de type pahoehoeslabby (coulée de laves à surface en plaques (e.g., Voigt et al., 2021)) (22DJ08/22DJ09) qui est recouverte par une deuxième coulée aa (coulée de lave couverte de fragments épineux et vésiculaires (e.g., Gregg, 2017) ; 22DJ10/22DJ11 ; Figure 12). Une dernière coulée de type pahoehoe a été échantillonnée à l'extrémité de la chaîne (22DJ06/22DJ07). Elle est recouverte par du matériel lié à l'activité récente de l'Ardoukoba. Dans la partie sud-est de la chaîne, 3 échantillons de pyroclastes ont été prélevés dans des projections de scories non soudées : 22DJ56 (provenant de l'édifice principal de la chaîne), 22DJ57, et 22DJ39.

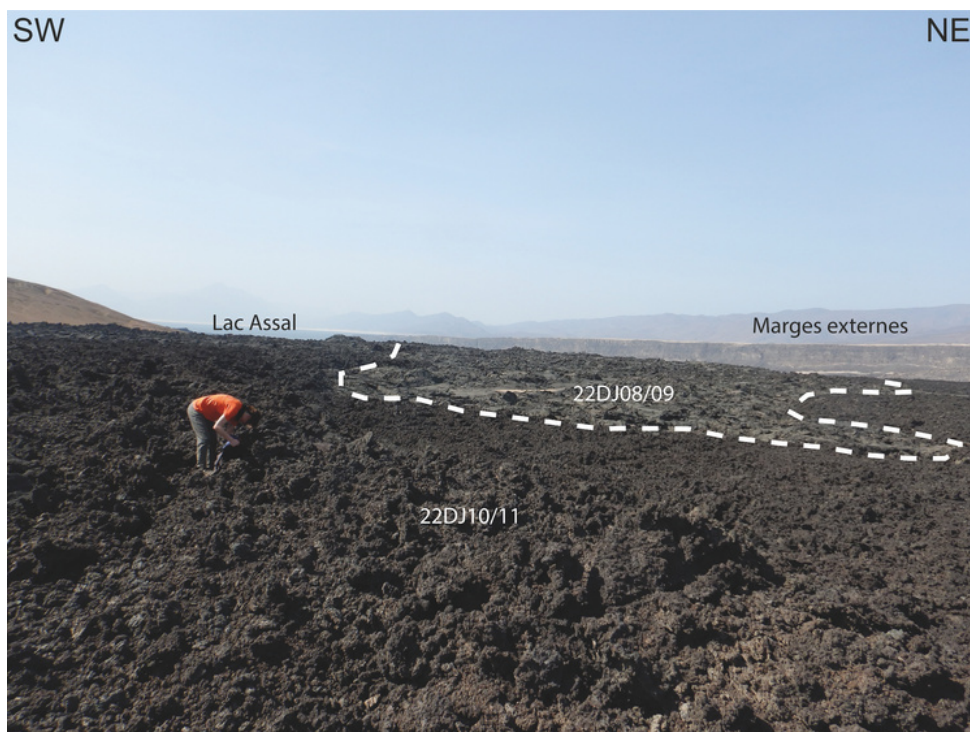


Figure 12. Photo du contact entre les coulées des échantillons 22DJ08/22DJ09 et 22DJ10/22DJ11.

Ce dernier échantillon est associé à une coulée de lave représentée par l'échantillon 22DJ47/22DJ48. Le point d'émission de cette coulée est visible. Il s'agit d'une fissure remplie par un dyke qui passe latéralement à une coulée massive. Le magma émis s'est ensuite déversé le long de la pente sous la forme d'une coulée de type aa (Figure 13). Une dernière coulée de lave vient compléter l'échantillonnage de la chaîne axiale (22DJ41/22DJ42). Elle est bien individualisée par rapport au reste de la chaîne car elle repose sur les sédiments lacustres.

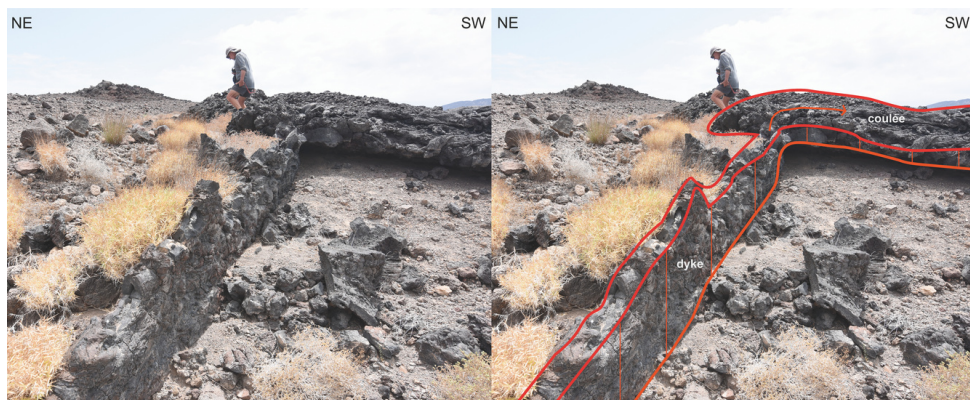


Figure 13. Coulée de lave 22DJ47/22DJ48. Au premier plan, le dyke basaltique ayant rempli la fissure ; au second plan, la transition dyke/coulée. La coulée se déverse ensuite le long de la pente, vers le sud-ouest.

4.3.2. L'Ardoukoba

L'Ardoukoba est un ensemble de cônes de scories soudées et de coulées de lave situés à l'extrémité Nord-Ouest de la chaîne Axiale. Cet ensemble s'est formé pendant l'éruption du 7 au 14 novembre 1978, la dernière en date dans le rift d'Asal (Demange et al., 1980). L'Ardoukoba est composé d'un cône principal (Figure 14) et de cônes secondaires, alignés en direction du lac Asal. Ces cônes sont associés à des coulées de laves de type pahoehoe. Le cône principal est composé d'un empilement de scories que nous avons échantillonnées à l'intérieur du cône (22DJ04 ; dernières projections de l'éruption) et sur le flanc externe sud-est du cône (22DJ05 ; projections recouvrant une coulée de lave). Les scories non soudées associées aux petits cônes ont été échantillonnées du nord-ouest au sud-est (depuis les plus proches du lac Asal vers le cône principal) dans l'ordre suivant : 22DJ01, 22DJ02 et 22DJ03. Cet ordre d'échantillonnage (de 01 vers 04) correspond à la propagation des centres d'émission dans le temps lors de l'éruption de 1978 (Demange et al., 1980).



Figure 14. Cône principal de l'Ardoukoba.

4.3.3. La chaîne secondaire

Cette chaîne est composée (1) de coulées de laves d'ampleur moindre comparée aux autres sous-segments du rift, ainsi que (2) de petits hornitos. La coulée de lave de type AA représentée par les échantillons 22DJ67/22DJ68 recouvre une coulée pahoehoe représentée par les échantillons 22DJ65/22DJ66. Des pyroclastes de type scories basaltiques ont également été échantillonnés (22DJ69) en bordure du cône de scories soudées sommital. Ce segment permet d'observer la transition entre les sédiments lacustres (daté à 6000 ans) et les coulées basaltiques sommitales (Figure 15).



Figure 15. Coulées de lave de la chaîne secondaire recouvrant les sédiments lacustres (datés à 6000 ans) associés au plus haut paléo niveau du lac Asal.

4.3.4. Le champ de lave de Manda

La zone bordière du lac Asal est constituée de vastes coulées de lave dont nous avons estimé la chronologie relative grâce aux observations de terrain et aux images satellites. Les échantillons 22DJ20/22DJ22 sont associés à la plus ancienne coulée de lave, de type pahoe-hoe. Elle est recouverte par la coulée pahoe-hoe représentée par les échantillons 22DJ22/22DJ23, qui est elle-même recouverte par une coulée pahoe-hoe (échantillons 22DJ24/22DJ25). Pour finir, les échantillons 22DJ26/22DJ27 représentent la coulée de lave (de type AA) la plus jeune de la série.

Le seul édifice de la zone est GaleleKoma, un cône composé de scories soudées. Quelques scories non soudées ont pu être récoltées près du sommet de l'édifice (22DJ64). Il a produit une petite coulée tardive très fluide (22DJ62/22DJ63). Aux abords de cet édifice, différentes coulées de type pahoe-hoe ont été échantillonnées (22DJ45/22DJ46, 22DJ58/22DJ59 et 22DJ60/22DJ61). Un hornito situé à l'intersection de la zone de Manda et des chaînes Axiale et secondaire a également été échantillonné (22DJ40).

5. Conclusion

Cette campagne de terrain a permis de mettre en évidence 2 phases distinctes d'activité volcanique dans la zone axiale du rift d'Asal. La première, de type phréatomagmatique, est caractérisée par une interaction entre le magma et l'eau de sub-surface. Cette phase s'est potentiellement déroulée lorsque le niveau marin était plus élevé. Le volcanisme le plus récent, de type strombolien, est réparti à travers 5 sous-segments indépendants : la zone du Manda, la chaîne Axiale, la chaîne secondaire, ArmaeKoma et la zone du Ghoubbet.

Les 69 échantillons prélevés, tous de composition basaltique, et contenant une grande quantité de phénocristaux de plagioclases, nous permettront (1) de dater les coulées de laves de ces différents segments, (2) de mieux caractériser le système de plomberie magmatique du rift d'Asal et (3) de proposer une cartographie renouvelée du volcanisme récent de cet axe d'accrétion actif.

Remerciements

Nous remercions le CERD, en particulier son directeur, le Dr. Jalluddin Mohamed pour son soutien et le Dr. Antoine Caminiti pour son aide logistique. Nous remercions également le personnel du campement Goubbet pour son accueil. Le MNT a été généré à partir des images Peiades PHR1B_P_201509220748205_SEN_2447747101-002 et PHR1B_MS_201509220748205_SEN_4449114101-003 acquises le 22 septembre 2015, téléchargé à partir du catalogue Form@ter (archivage en cours). Le travail présenté dans cet article a été financé par l'ANR MagmAfAr et l'Université de Bretagne Occidentale.

Références

- Abrams, M., Abbott, E., & Kahle, A. (1991). Combined use of visible, reflected infrared, and thermal infrared images for mapping Hawaiian lava flows. *Journal of Geophysical Research*, 96(B1), 475. <https://doi.org/10.1029/90JB01392>
- Anderson, Jr., A. T., Newman, S., Williams, S. N., Druitt, T. H., Skirius, C., & Stolper, E. (1989). H₂O, CO₂, Cl, and gas in Plinian and ash-flow Bishop rhyolite. *Geology*, 17(3), 221. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0221:HOCCAG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0221:HOCCAG>2.3.CO;2)
- Barberi, F., Tazieff, H., & Varet, J. (1972). Volcanism in the Afar Depression: Its Tectonic and Magmatic Significance. In *East African Rifts* (Vol. 7, p. 19-29). Elsevier. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780444410870500075>
- Bizouard, H., Clocchiatti, R., & Marinelli, G. (1980). Les tholeiites a olivine a megacristsaux de bytownite du rift d'Asal (Republique de Djibouti); quelques suggestions pour un modelegenetique. *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XXII(6), 845-850. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.6.845>
- Blard, P.-H. (2021). Cosmogenic ³He in terrestrial rocks: A review. *Chemical Geology*, 586, 120543. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120543>
- De Chabalier, J.-B., & Avouac, J.-P. (1994). Kinematics of the Asal Rift (Djibouti) Determined from the Deformation of Fieale Volcano. *Science*, 265(5179), 1677-1681. <https://doi.org/10.1126/science.265.5179.1677>
- Demange, J., Stieltjes, L., & Varet, J. (1980). L'Eruption d'Asal de novembre 1978. *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XXII(6), 837-843. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.6.837>
- Dobre, C., Manighetti, I., Dorbath, C., Dorbath, L., Jacques, E., & Delmond, J. C. (2007). Crustal structure and magmato-tectonic processes in an active rift (Asal-Ghoubbet, Afar, East Africa): 1. Insights from a 5-month seismological experiment. *Journal of Geophysical Research*, 112(B5), B05405. <https://doi.org/10.1029/2005JB003940>
- Dobre, C., Manighetti, I., Dorbath, L., Dorbath, C., Bertil, D., & Delmond, J. C. (2007). Crustal structure and magmato-tectonic processes in an active rift (Asal-Ghoubbet, Afar, East Africa): 2. Insights from the 23-year recording of seismicity since the last rifting event. *Journal of Geophysical Research*, 112(B5), B05406. <https://doi.org/10.1029/2006JB004333>
- Duan, X. (2014). A general model for predicting the solubility behavior of H₂O–CO₂ fluids in silicate melts over a wide range of pressure, temperature and compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 125, 582-609. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.018>

- Dugda, M. T., & Nyblade, A. A. (2006). New constraints on crustal structure in eastern Afar from the analysis of receiver functions and surface wave dispersion in Djibouti. *Geological Society, London, Special Publications*, 259(1), 239-251. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.259.01.19>
- Gallacher, R. J., Keir, D., Harmon, N., Stuart, G., Leroy, S., Hammond, J. O. S., Kendall, J.-M., Ayele, A., Goitom, B., Ogubazghi, G., & Ahmed, A. (2016). The initiation of segmented buoyancy-driven melting during continental breakup. *Nature Communications*, 7(1), 13110. <https://doi.org/10.1038/ncomms13110>
- Gasse, F., & Fontes, J.-C. (1989). Palaeoenvironments and palaeohydrology of a tropical closed lake (Lake Asal, Djibouti) since 10,000 yr B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 69, 67-102. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90156-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90156-9)
- Geoffroy, L. (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1395-1408. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006>
- Geoffroy, L., Le Gall, B., Daoud, M. A., & Jalludin, M. (2014). Flip-flop detachment tectonics at nascent passive margins in SE Afar. *Journal of the Geological Society*, 171(5), 689-694. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-135>
- Gregg, T. K. P. (2017). Patterns and processes: Subaerial lava flow morphologies: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 342, 3-12. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.04.022>
- Harrison, C. G. A., Bonatti, E., & Stieltjes, L. (1975). Tectonism of axial valleys in spreading centers: data from the Afar Rift. *Afar depression of Ethiopia*, 1, 178-198.
- Jestin, F., Huchon, P., & Gaulier, J. M. (1994). The Somalia plate and the East African Rift System: Present-day kinematics. *Geophysical Journal International*, 116(3), 637-654. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03286.x>
- Kahle, A. B., Gillespie, A. R., Abbott, E. A., Abrams, M. J., Walker, R. E., Hoover, G., & Lockwood, J. P. (1988). Relative dating of Hawaiian lava flows using multispectral thermal infrared images: A new tool for geologic mapping of young volcanic terranes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B12), 15239-15251. <https://doi.org/10.1029/JB093iB12p15239>
- Le Gall, B., Jalludin, M., Maury, R., Gasse, F., Daoud, M. A., Guthertz, X., Doubre, C., Caminiti A. M., Moussa, N., & Rolet, J. (2018). Notice de la carte géologique au 1:200 000 de la République de Djibouti.
- Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P. Y., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J. C., & King, G. (1998). Propagation of rifting along the Arabia-Somalia Plate Boundary: Into Afar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B3), 4947-4974. <https://doi.org/10.1029/97JB02758>

- Medynski, S., Pik, R., Burnard, P., Dumont, S., Grandin, R., Williams, A., Blard, P.-H., Schimmelpfennig, I., Vye-Brown, C., France, L., Ayalew, D., Benedetti, L., & Yirgu, G. (2016). Magmatic cycles pace tectonic and morphological expression of rifting (Afar depression, Ethiopia). *Earth and Planetary Science Letters*, 446, 77-88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.014>
- Pham Van, N., Boyer, D., Le Mouél, J.-L., & Courtillot, V. (1981). Identification of a magma chamber in the Ghoubbet-Asal rift (Djibouti) from a magnetotelluric experiment. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), 372-380. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90190-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90190-4)
- Pik, R., Marty, B., & Hilton, D. R. (2006). How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view. *Chemical Geology*, 226(3-4), 100-114. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.016>
- Pinzuti, P., Humler, E., Manighetti, I., & Gaudemer, Y. (2013). Petrological constraints on melt generation beneath the Asal Rift (Djibouti) using quaternary basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8), 2932-2953. <https://doi.org/10.1002/ggge.20187>
- Ruegg, J. C., & Kasser, M. (1987). Deformation across the Asal-Ghoubbet Rift, Djibouti, Uplift and crustal extension 1979-1986. *Geophysical Research Letters*, 14(7), 745-748. <https://doi.org/10.1029/GL014i007p00745>
- Sandvol, E., Seber, D., Calvert, A., & Barazangi, M. (1998). Grid search modeling of receiver functions: Implications for crustal structure in the Middle East and North Africa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11), 26899-26917. <https://doi.org/10.1029/98JB02238>
- Schilling, J.-G. (1973). Afar Mantle Plume: Rare Earth Evidence. *Nature Physical Science*, 242(114), 2-5. <https://doi.org/10.1038/physci242002a0>
- Smittarello, D., Grandin, R., De Chabaliér, J.-B., Doubre, C., Deprez, A., Masson, F., Socquet, A., & Saad, I. A. (2016). Transient deformation in the Asal-Ghoubbet Rift (Djibouti) since the 1978 diking event: Is deformation controlled by magma supply rates?: Transient deformation in Asal Rift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 6030-6052. <https://doi.org/10.1002/2016JB013069>
- Stieltjes, L. (1973). L'axe tectono-volcanique d'Asal (Afar Central-Territoire Français des Afars et des Issas) (Thèse de doctorat, Original typescript).
- Stieltjes, L. (1975). Carte géologique du rift d'Asal.
- Tesfaye, S., Harding, D. J., & Kusky, T. M. (2003). Early continental breakup boundary and migration of the Afar triple junction, Ethiopia. *Geological Society of America Bulletin*, 115(9), 1053. <https://doi.org/10.1130/B25149.1>
- Varet, J. (2018). *Geology of Afar (East Africa)*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-60865-5>

Vigier, N., Bourdon, B., Joron, J. L., & Allègre, C. J. (1999). U-decay series and trace element systematics in the 1978 eruption of Ardoukoba, Asalrift: Timescale of magma crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 174(1-2), 81-98. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00256-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00256-3)

Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J.-C., Khanbari, K., & Asfaw, L. M. (2006). Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen: ARABIA PLATE MOTION. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004JB003229>

Vigny, C., de Chabalier, J.-B., Ruegg, J.-C., Huchon, P., Feigl, K. L., Cattin, R., Asfaw, L., & Kanbari, K. (2007). Twenty-five years of geodetic measurements along the Tadjoura-Asal rift system, Djibouti, East Africa. *Journal of Geophysical Research*, 112(B6), B06410. <https://doi.org/10.1029/2004JB003230>

Voigt, J. R. C., Hamilton, C. W., Scheidt, S. P., Münzer, U., Höskuldsson, Á., Jónsdóttir, I., & Thordarson, T. (2021). Geomorphological characterization of the 2014–2015 Holuhraun lava flow-field in Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 419, 107278. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107278>