



HAL
open science

L'activité volcanique du Stromboli : un laboratoire naturel de choix à la base de la classification des projections

Estelle F. Rose-Koga, Lucia Gurioli, Andrew J.L. J.L. Harris, Ludovic Leduc

► To cite this version:

Estelle F. Rose-Koga, Lucia Gurioli, Andrew J.L. J.L. Harris, Ludovic Leduc. L'activité volcanique du Stromboli : un laboratoire naturel de choix à la base de la classification des projections. *Revue d'Auvergne*, 2014, 127, pp.622. hal-02109221

HAL Id: hal-02109221

<https://uca.hal.science/hal-02109221>

Submitted on 26 Nov 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

L'activité volcanique du Stromboli : un laboratoire naturel de choix à la base de la classification des projections

Estelle F. ROSE-KOGA, Lucia GURIOLI, Andrew J. L. HARRIS,
Ludovic LEDUC

Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont Université Auvergne, CNRS - IRD -
OPGC - Aubière, France

Résumé :

Les analyses chimiques et texturales de bombes trempées provenant directement de l'explosion strombolienne sont intégrées avec des données sismiques, acoustiques et thermiques acquises simultanément sur le volcan Stromboli. Ce groupe de données définit un nouveau « type d'éruption strombolienne », le type 0. Les événements de type 0 sont caractérisés par des vitesses d'émission élevées (150-250 m.s.⁻¹) de quelques petites, particules juvéniles, et entraînent des particules lithiques qui étaient retombées dans l'évent pour être remobilisées lors de l'éruption suivante. Pour l'événement étudié, l'explosion était à plus de 250 m de profondeur et les particules montraient un temps de résidence courts (peu de dégazage) dans le système volcanique superficiel entre la surface et la surface du magma. Les grandes bulles de gaz éclatant au niveau de la surface de la colonne magmatique (un slug) ont des vitesses d'ascension, sur les 20 à 35 derniers mètres du conduit rempli de magma de faible viscosité, qui sont en accord avec un phénomène de simple éclatement de bulles dans un conduit « propre ». Ce type de conduit et d'éruption est utilisé dans les modélisations des éruptions dites « stromboliennes ». Une comparaison avec une éruption de type 1 (dominée par des balistiques) montre que ces événements sont associés à des proportions plus grandes de matériel dégazés dans le système magmatique plus superficiel. Les éruptions de type 1 ont tendance à avoir plus de particules car elles doivent traverser et fracturer une croûte épaisse de matériel dégazé qui couvre la surface du magma. Au contraire les événements de type 0 qui sont moins spectaculaires, sont plus riches en gaz, entraînent peu de matériel et sont donc pauvres en lapilli et bombes. Nos résultats montrent l'importance d'échantillonner les bombes ainsi que les scories et les cendres pendant un événement strombolien, d'associer les analyses texturales et géochimiques, ainsi que l'importance d'acquérir simultanément des données géophysiques clés et des mesures de télédétection.

Abstract:

Textural and chemical analyses of bombs quenched directly from a strombolian explosion were integrated with coincident seismic, acoustic and thermal data, for Stromboli volcano. The data set defines a new gas-dominated type of "strombolian" eruption (Type 0). Type 0 events are characterized by high velocity emission (150-250 m s⁻¹) of a few, relatively small, juvenile particles, with entrained lithics that have fallen back into the vent to be re-erupted. For the studied event, the explosion depth was more than 250 m deep, and the particles

showed little residence (degassing) time in the shallow system between the surface and the free magma surface. Slug ascent velocities over the final 20-35 m of magma-filled conduit, and the low viscosity of the resident magma, are all consistent with simple bubble burst in a “clean” conduit. This conduit type and eruption style likely fits popular slug ascent and burst models used to explain “strombolian” eruptions. Our comparison with a Type 1 (ballistic-dominated) eruption shows that such events are associated with larger proportions of degassed material in the shallow system magma mix. We argue that the additional volume of this degassed material pushes the free surface upwards. Because of the larger volume of material available for entrainment into a Type 1 slug burst, which has to fragment through a thick cap of degassed material, Type 1 events tend to be rich in particles. In contrast, the less spectacular, gas-rich (Type 0) events have little material to entrain, thus being poor in lapilli and bombs. Our results also show the importance of sampling the bombs, as well as scoria and ash, during Strombolian events, in parallel with key geophysical and remote sensing measurements. Such a truly multidisciplinary sampling strategy, integrated by textural and geochemical studies, is essential if we are to properly understand, model, and explain the dynamics and mechanisms of Strombolian eruptions, as well as to correctly apply models and assumptions to extract shallow system dynamics from geophysical data sets.

*
* *

Introduction

Au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), nous avons une approche multidisciplinaire de l'étude des volcans, et sur l'exemple du Stromboli nous, volcanologues et géochimistes, proposons ici de faire converger nos observations et nos résultats vers un modèle unique. Dans cette étude, différentes méthodologies seront présentées avant de discuter des résultats. Ce travail porte sur un volcan actif est illustre, avec cet exemple, une partie de ce que nous sommes capable de faire au LMV. Le volcan Stromboli en Italie, constitue un excellent laboratoire naturel pour comprendre le dynamisme éruptif. En effet, les explosions stromboliennes sont des éruptions basaltiques rythmiques de faible intensité [Rosi *et al.*, 2000]. Ce volcan a fait l'objet de nombreuses études, notamment en ce qui concerne les processus physiques opérant dans le conduit magmatique et générant ces explosions. Il est communément admis que la dynamique éruptive est associée à l'explosion d'une large bulle de gaz (slug en anglais) au sommet de la colonne magmatique, sous les cratères de Stromboli [Wilson 1980, Jaupart & Vergnolle, 1988, Parfitt 2004]. Au cours de ces explosions basaltiques à faibles intensités, le type, le style et la dynamique de l'émission, ainsi que la texture et la composition chimique des particules éjectées, peuvent donner de précieux renseignements sur le mécanisme d'explosion [Rosi *et al.*, 2006 ; Burton *et al.*, 2007 ; Polacci *et al.*, 2007, 2009, Andronico *et al.*, 2008, 2013a, b, 2014 ; Lautze & Houghton, 2005, 2007 ; 2008 ; Colò *et al.*, 2010 ; Landi *et al.*, 2011 ; Pistolesi *et al.*, 2011 ; Gurioli *et al.*, 2013, 2014 ; Lautze *et al.*, 2013].

L'étude porte sur trois bombes volcaniques, provenant de l'activité normale du cratère Sud-Ouest du Stromboli (Fig 1a). Ces bombes ont été projetées dans l'air lors de l'éruption et quelques secondes après leur impact au sol, un volcanologue (Prof. A. Harris) les a prélevées et refroidi avec de l'eau. Quand des roches sont refroidit rapidement, on dit qu'elles ont été trempées. Cette trempe fige les structures, les textures et la cristallisation de la bombe [e.g. Taddeucci et al., 2004]. Les objectifs de cette étude sont (1) d'identifier les différents processus volcaniques donnant les échantillons étudiés, (2) de comprendre comment et pourquoi les explosions stromboliennes se mettent en place, et (3) de relier nos données aux différents modèles existants pour mieux définir le système volcanique interne du Stromboli. Pour cela, l'approche multidisciplinaire menée sur trois échantillons consiste concrètement à coupler l'analyse texturale des roches, à des mesures géochimiques sur les verres volcaniques et les inclusions magmatiques (voir aussi article de P. Schiano et A. Provost sur les inclusions magmatiques dans ce volume) pour caractériser le magma source des échantillons étudiés. Nous avons aussi utilisé des données de caméras thermiques issues des mesures de surveillance sur le terrain, pour caractériser l'explosion en termes de masse et d'énergie.

Les résultats de cette étude nous ont permis de comprendre ce qui se passe dans les 250 derniers mètres du conduit volcanique du Stromboli mais aussi de comprendre la dynamique de l'événement et de proposer une toute nouvelle classification des projections stromboliennes.

L'activité éruptive

Le Stromboli est un volcan italien qui se situe sur une des îles Eoliennes au Nord de la Sicile, à moins de 50 km des côtes italienne et sicilienne (Fig. 1). Il culmine à 926 mètres au dessus du niveau de la mer, et est caractérisé par deux types d'activités pour la période actuelle. Il y a l'activité normale (Figs. 1b and 1c), de basse énergie mais quasiment continue, et celle dite paroxysmale, discrète temporellement et source du risque majeur sur l'île (Figs. 1d and 1e). Dans les deux cas, l'activité réside dans la partie supérieure de la Sciarra del fuoco, sur la plate-forme que constitue La Fossa à environ 800 mètres d'altitude. Ce centre éruptif est constitué de trois cratères distincts (Sud-Ouest, Centre et Nord-Est, Fig. 1a) d'une cinquantaine de mètres de diamètre environ, au sein desquels coexistent plusieurs événements éruptifs dont le nombre et l'activité varient continuellement au cours du temps [Harris & Ripepe, 2007]. La morphologie des cratères évolue de façon monotone au rythme des éruptions de l'activité normale et plus brutalement lors des épisodes paroxysmaux. L'activité normale est caractérisée par des explosions d'une dizaine de secondes, de basse énergie

et répétées entre trois et six fois par heure. A la faveur d'un jet de gaz, ces explosions rejettent des quantités modestes de seulement quelques mètres cube de magma pour un volume de gaz deux à quatre cent cinquante fois supérieur [Harris & Ripepe, 2007]. Les fragments incandescents sont éjectés à des hauteurs comprises entre 100 et 200 mètres, en suivant une trajectoire parabolique, puis retombent, fréquemment à moins de 200 mètres autour (Figs. 1b and 1c) de l'événement [Barberi et al., 1993]. Patrick et collaborateurs (2007) expliquent que la vitesse d'expulsion est notamment contrôlée par la taille du fragment éjecté, ce qui justifie particulièrement leur hétérogénéité au sein d'une même explosion. En les moyennant, ils obtiennent des vitesses à la sortie des cratères de l'ordre de 10 et 30 m/s pour les explosions dominées respectivement par les cendres et les balistiques.



Figure 1 : Localisation du volcan Stromboli en Italie. Photographie du cratère en terrasse du Stromboli prise depuis Pizzo Sopra la Fossa au moment de l'échantillonnage. Elle montre l'événement source et la zone d'échantillonnage. Le cratère central est actif et le cratère NE a deux sous-cratères actifs (NEC-1 and NEC-2). Images des différents types d'activités du Stromboli, normale, majeure et paroxysmale.

Du fait de la persistance de cette activité depuis 2000 à 3000 ans [Rosi et al., 2000], le volcan Stromboli a donné son nom au dynamisme éruptif le caractérisant. De manière générale, les éruptions stromboliennes sont basaltiques, discrètes, souvent rythmiques, et dues à l'éclatement d'une large bulle de gaz, un slug, au niveau de la surface de la colonne magmatique [Sigurdsson et al., 2000]. Deux modèles permettent d'expliquer la génération de ces slug à Stromboli, même si le processus physique est commun. La décompression du magma provoque l'exsolution de bulles

de gaz qui, au fur et à mesure du temps, s'accumulent en édifiant une « mousse » magmatique dans la section supérieure du réservoir, ou bien au niveau d'une anfractuosité du conduit. C'est à ce stade qu'existe des divergences de point de vue. Un premier modèle considère qu'à une épaisseur critique, les forces de flottabilité de la mousse prédominent sur celles de tension de surface, ce qui génère son effondrement et alors la coalescence des bulles en une seule [Jaupart & Vergnolle 1988]. Le second modèle fait intervenir des différences de vitesses entre les bulles en raison de leurs tailles variées. Cela crée des interactions entre elles qui vont générer la formation du slug [Parfitt & Wilson 1995]. Dans ces deux cas, le slug conçu qui est d'environ un mètre de rayon, [Vergnolle & Brandeis, 1994] remonte dans le conduit magmatique grâce à sa faible densité, jusqu'à son éclatement. Après l'éruption, la mousse se forme de nouveau et ainsi de suite.

Les enregistrements sismiques de ces éruptions sont composés de deux types de signaux qui permettent de fixer assez précisément la position à laquelle se déroulent ces processus. Le premier signal est de type VLP (Very Long Period) et est attribué à la génération du slug puis à son ascension dans le conduit magmatique [Ripepe et al., 2001a]. En intégrant les données de plusieurs éruptions, Marchetti et Ripepe (2005) identifient deux sources stables associées respectivement aux cratères Sud-Ouest et Nord-Est. Ils ajoutent que ces sources sont distantes d'une soixantaine de mètres, à environ 510 mètres d'altitude et à 180 mètres au Nord-Ouest des cratères. Le second signal est lui assigné à l'explosion, du fait des hautes fréquences qu'il comporte, comme le révèle les données infrasons [Ripepe & Marchetti, 2002]. Toutefois, ce sont les différences temporelles entre les différents signaux et l'observation de l'éruption en surface qui permettent de situer cette explosion à une profondeur d'environ 200 mètres [Ripepe et al., 2001a]. Durant cette activité normale, entre 6000 et 12000 tonnes de gaz par jour sont relâchés dans l'atmosphère de manière quasi continue. Burton et al. (2007) enregistrent une température de ces gaz de 700°C ainsi qu'une composition chimique relativement stable, dominée par la vapeur d'eau (83 % de H₂O et par ordre d'abondance : CO₂, SO₂, HCl, CO et COS). En revanche, les gaz éruptifs ont une composition chimique fluctuante et nettement plus pauvre en vapeur d'eau ainsi qu'une température supérieure de 360 à 430°C, semblable à celle du magma. Ainsi, par le biais de ces différences, les auteurs révèlent que la source du dégazage est plus superficielle que le réservoir magmatique générant les slugs. Bien qu'il existe de nettes différences éruptives au sein de l'activité paroxysmale, il est difficile de fixer des limites physiques entre celles-ci, ce qui rend la terminologie difficile. Il est donc préférable de parler d'explosions paroxysmales de différentes amplitudes [Bertagnini et al., 1999 ; Métrich et al., 2010].

Les éruptions paroxysmales modérées sont caractérisées par des panaches de 500 à 1000 mètres d'altitude (Fig. 1d) qui, à l'image de celui

du 8 Septembre 1998, ne subsistent que quelques dizaines de secondes [Bertagnini et al. 1999]. Ces panaches occasionnent quelques retombées de cendres et de lapillis sur l'ensemble de l'île, selon la direction du vent. Même si ces éruptions « majeures » ont lieu une à trois fois par an, en moyenne, [Di Carlo et al., 2006 ; Bertagnini et al., 2008] et que l'instrumentation scientifique de l'île est considérable, aucun précurseur n'a jamais encore été détecté [Finizola, 2002]. Lors des éruptions paroxysmales importantes (Fig. 1e), le panache volcanique se déploie jusqu'à parfois plus de 10 km d'altitude [Métrich et al., 2010] et perdurent pendant plusieurs heures, parfois quelques jours. Ils occasionnent des retombées conséquentes de cendres, lapillis et blocs qui causent généralement des dommages au sein des deux villages de l'île. L'éruption historique la plus marquante pour les insulaires est celle du 11 Septembre 1930 [Rittman, 1931] durant laquelle des blocs de plus de 30 tonnes ont atteint les habitations de Ginostra, à 2 km des cratères [Barberi et al., 1993]. Ces éruptions sont aussi à l'origine de fontaines de lave, des coulées de lave qui s'épanchent dans la Sciarra del Fuoco, de courants pyroclastiques modestes et indirectement, de tsunamis car ils sont provoqués par des déstabilisations gravitaires de la Sciarra del Fuoco ou par l'arrivée en mer des courants pyroclastiques [Tinti et al., 2003]. Barberi et al. (1993) répertorient ainsi 25 éruptions de ce type durant les deux derniers siècles.

Les modèles ayant pour but d'expliquer la dynamique éruptive du Stromboli doivent nécessairement prendre en compte les deux types d'activités (paroxysmale et normale) ainsi que le dégazage passif. Dans ce contexte, le modèle proposé par Métrich et al. (2010) apparaît cohérent (Fig. 2). Ils évoquent tout d'abord un système magmatique continuellement rechargé par un magma primitif. Ce magma légèrement cristallisé, donc faiblement porphyrique (LP pour Low Porphyritic), remonte et se stocke dans le réservoir superficiel, provoquant sa cristallisation en un magma fortement porphyrique (HP pour Highly Porphyritic) et son dégazage. C'est ce magma qui est émis lors de l'activité normale dans des conditions éruptives de « conduit ouvert ». Elles contrastent avec celles dites de « conduit fermé » des événements paroxysmaux, ce qui génère dans ce cas, la décompression soudaine des gaz du magma LP. Toutefois, les processus qui se déroulent dans le conduit superficiel et qui génèrent l'activité normale sont encore largement débattus. Et pour comprendre ces processus, plusieurs auteurs utilisent les analyses texturales pour mieux décrire le magma HP. Ce magma est caractérisé par une population de vésicules sphériques à sub-sphériques ayant un diamètre de 0.1 à 3 mm parfois occulté par une seconde population de vésicules de taille supérieure à 10 mm. Ce magma possède aussi une densité numérique de vésicule (N_v) variant entre 10^2 et 10^4 mm^3 [Lautze & Houghton, 2005 ; Polacci et al., 2007, 2009 ; Colò et al., 2010 ; Gurioli et al. ; 2014 ; Leduc et al., 2015]. Il y a un consensus

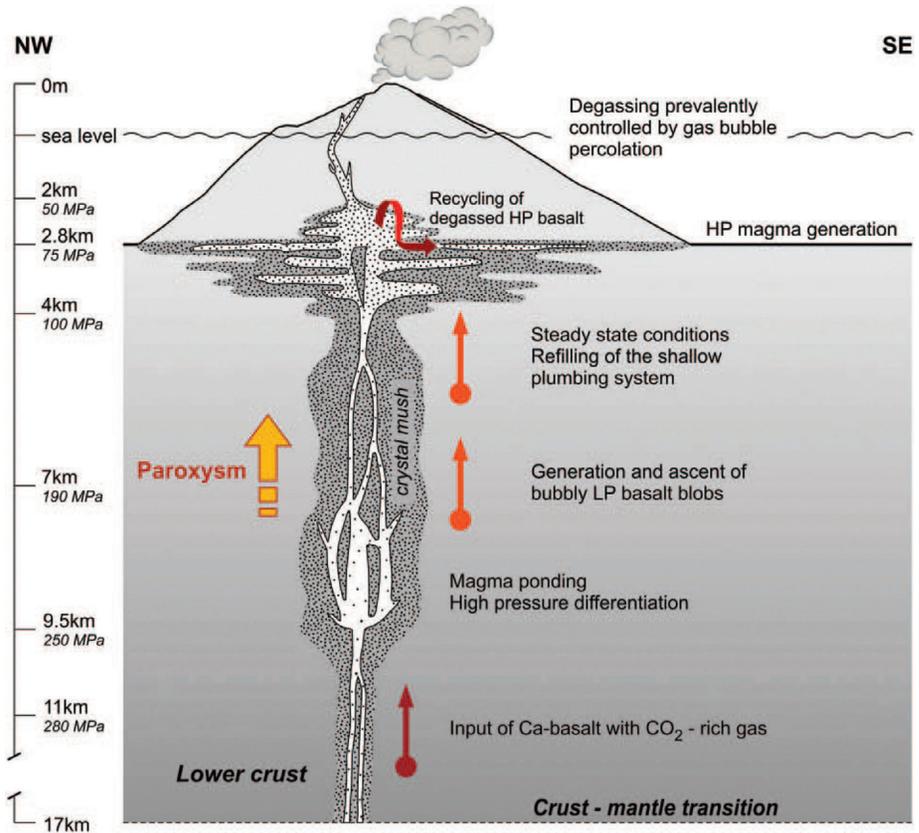


Figure 2 : Modèle possible expliquant la dynamique éruptive du Stromboli, en reliant l'activité normale et l'activité paroxysmale – Modifiée de Métrich et al., 2010.

sur le fait que ces caractéristiques résultent d'un processus opérant dans le système de conduits superficiels, mais trois modèles différents sont évoqués pour expliquer ces caractéristiques texturales. Lautze & Houghton (2005, 2007) ont mis en évidence le mélange du magma HP avec un magma dense HD (pour High Density), probablement stagnant dans le conduit volcanique superficiel. Ils montrent que plus le pourcentage de ce magma peu vésiculé est important, moins l'explosion est énergétique. Polacci et al. (2007, 2009) estiment que les grosses vésicules mises en évidence par les analyses texturales, permettent un dégazage passif lors de l'activité normale ; leurs absences induisent alors la différence énergétique de l'explosion. En revanche, Colò et al. (2010) identifient une corrélation entre le Nv et l'activité infrasonique. Ils montrent qu'un Nv faible traduit une contribution plus importante des grosses bulles, qui génèrent alors une activité infrasonique plus intense et donc, en définitive, qu'une hausse de la teneur en gaz du magma HP permettrait une activité plus énergétique mêlant les deux types de magmas (HP et HD). Gurioli et al. (2014) ont étudié deux bombes trempées et ont montré que le magma frais a été mêlé

à des portions du magma partiellement ou complètement dégazé, oxydé, avec une cristallinité et une viscosité élevée. Ce magma dégazé au sommet du conduit forme un capuchon rhéologique au travers duquel le magma frais fragmente.

Acquisition des échantillons et diversité des méthodes de mesures et d'analyses

1. Échantillonnage

L'échantillonnage a été effectué par Andrew Harris (LMV, France), Julien Bernard (LMV, France) et Livia Colò (Université de Florence, Italie) lors d'une campagne de terrain au Stromboli en mai 2011. Dans le but de collecter des produits résultants de l'activité normale et éjectés depuis moins de 48 heures : ils ont pu profiter de la faible fréquence éruptive du 25 mai 2011 et de la forte composante gazeuse des explosions, pour descendre dans le cratère de La Fossa. Seulement, une explosion au cratère Sud-Ouest les surpris durant la période de calme, à 16 h 05 et interrompit leur remontée vers le sommet. Bien qu'elle les ai exposé au danger des projections, cet événement leur permit de tremper rapidement deux bombes volcaniques (STR11A, STR11B) et un fragment non-juvénile (STR11C) après leurs impacts au moyen de bouteilles d'eau ; après cinq secondes pour la première bombe et moins de deux minutes après l'impact au sol, pour les deux autres. Cette trempe quasi-instantanée est essentielle pour notre étude car elle permet de négliger les processus chimiques et texturaux post-explosion.

2. Méthodes de mesure de densité

La mesure de densité des trois échantillons a été réalisée suivant la méthode établie par Houghton & Wilson (1989). Elle nécessite deux pesées de l'échantillon : une mesure ordinaire dite « à l'air libre » ainsi qu'une autre après immersion dans l'eau, conformément au dispositif présenté ci-contre (Fig. 3). Pour cette seconde mesure, l'échantillon doit être imperméabilisé avec des pièces de paraffine afin d'empêcher toute infiltration d'eau qui fausserait la mesure [Shea et al., 2010].

3. Méthode d'analyse des textures

Pour cette analyse texturale, nous avons reproduit la méthodologie établie par Shea et al. (2010) qui quantifie les vésicules et cristaux d'une roche volcanique à partir de l'analyse d'images.

Vésicules et cristaux ont une large gamme de tailles entre le micron et le centimètre [Klug et al., 2002], ce qui oblige l'opérateur à capturer des images à diverses échelles afin de caractériser l'ensemble de ces

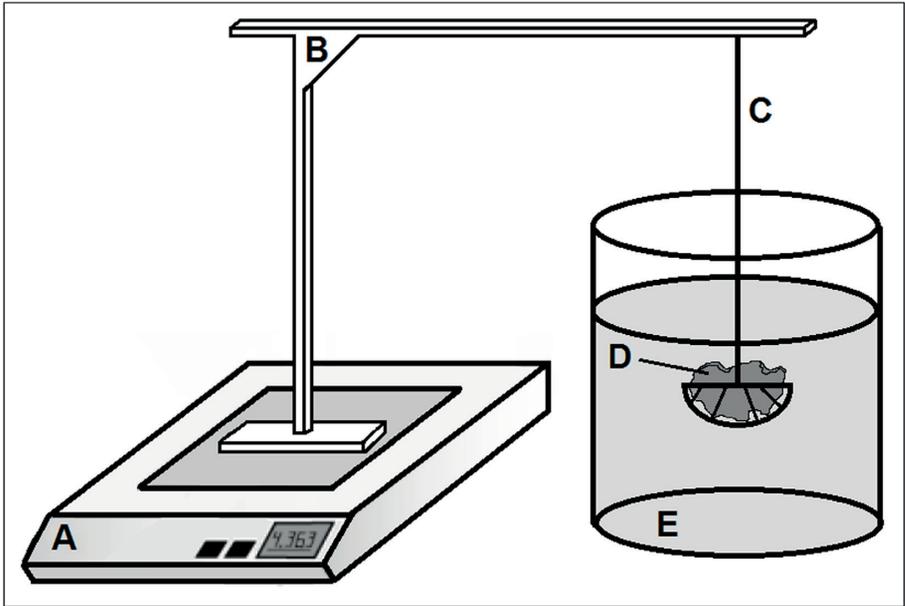


Figure 3 : Schéma du dispositif de pesée des échantillons immergés – A : balance de pesée / B : porte-« ballast » / C : « ballast » / D : échantillon / E : récipient d'eau.

populations. L'illustration ci-contre (Fig. 4) témoigne de la cohérence de cette méthodologie qui intègre convenablement l'intégralité de la gamme souhaitée. Les recoupements de quatre niveaux d'échelles (roche, lame mince et images au microscope électronique à deux grossissements, x 25 à x 100) nous permettent d'estimer la précision sur nos données.

Les images sont ensuite modifiées à l'aide du logiciel de retouche photographique Adobe Photoshop, pour satisfaire les exigences du programme Matlab qui délivre les données texturales.

a. Numérisation et imagerie électronique

Les deux bombes volcaniques sont sciées suivant leur axe long puis, une des faces obtenue est numérisée au moyen d'un scanner ordinaire (Fig. 4, phase A). Pour chacune de ces deux images, nous choisissons une résolution de 1200 ppp (Points Par Pouce : 472 pixels par cm) nécessaire au discernement d'un maximum de détails, afin de faciliter le traitement ultérieur (Fig. 4, phase B).

Deux lames minces par échantillon sont ensuite préparées (Fig. 4, phase C), polies et numérisées avec la même résolution que précédemment (Fig. 4, phase D). Les zones sont sélectionnées sur les faces de l'échantillon précédemment numérisé suivant un critère d'hétérogénéité texturale et contenant une bordure de l'échantillon (Fig. 4, phase E).

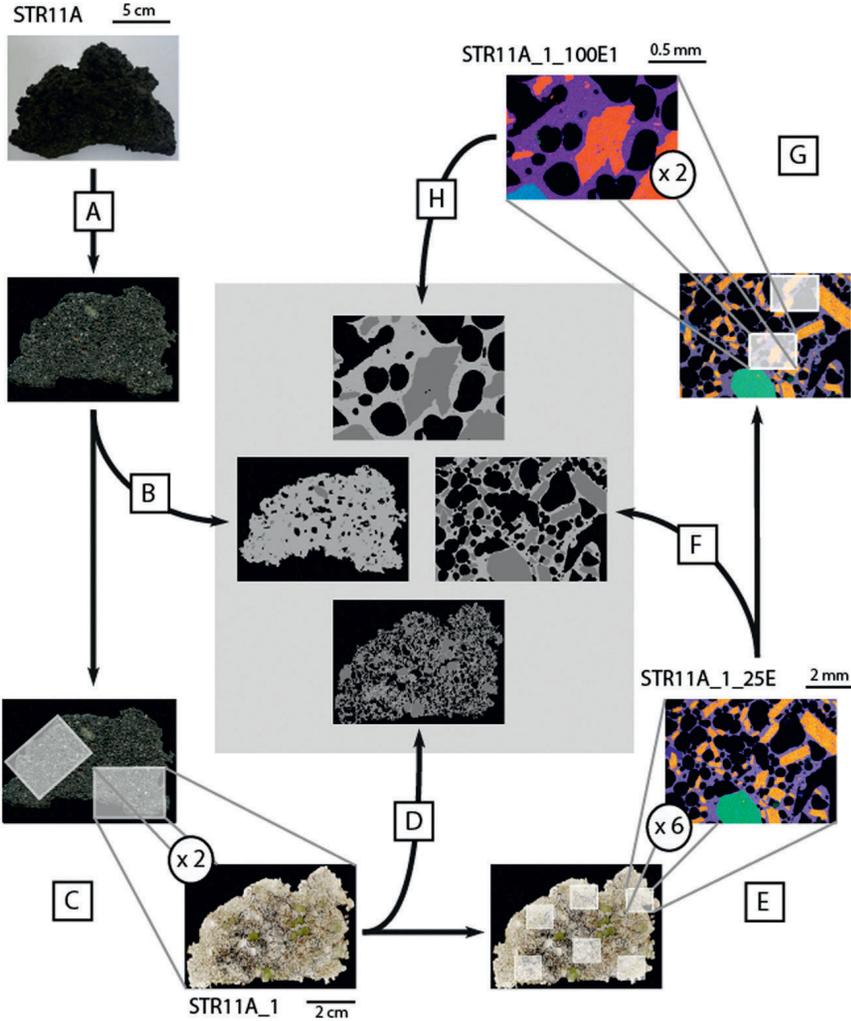


Figure 4 : De l'échantillon à l'imagerie MEB – A : numérisation de l'échantillon / C : choix des deux zones pour les lames minces et numérisations / E : choix des six zones pour les images à x 25 (cartographies chimiques) / G : choix des deux zones pour les images à x 100 (cartographies chimiques) / B, D, F, H : réalisations Adobe Photoshop des images tricolores.

Pour les images aux échelles inférieures, il est nécessaire d'utiliser un microscope électronique à balayage (MEB). Comme proposé précédemment pour les études de distribution de la taille des cristaux (CSD pour Crystal Size Distribution / e.g Cashman, 1988 ; 1992) puis pour celles de la taille des vésicules (VSD pour Vesicle Size Distribution / e.g Klug & Cashman, 1994 ; Gardner et al., 1996), il est préférable pour l'analyse texturale de réaliser des images en électrons rétrodiffusés (BSE pour Back-Scattered Electrons), qui proviennent du faisceau incident après interaction avec l'échantillon de façon quasi élastique, donc sans perte d'énergie. En définitive, l'image correspond à un contraste en niveaux de gris du poids atomique des différentes phases présentes sur la zone balayée.

Nous avons traité plusieurs images BSE dans notre étude, pour des échantillons que nous souhaitons comparer aux nôtres. Pour les échantillons étudiés, nous avons réalisé des cartographies chimiques (Fig. 4, phases F and G). Elles sont obtenues au LMV avec le MEB JEOL JSM-5910LV, qui est équipé d'un système de micro-analyse EDS (Energy Dispersive X-ray Spectrometry) « Quantax » de chez Brüker, composé d'un détecteur SDD (Silicon Drift Detector) XFlash et d'un logiciel « Esprit ». Ce nouveau type de détecteur possède un taux de comptage de plusieurs dizaines de kilo-coups par seconde (kcps), ce qui nous permet de réaliser les cartographies chimiques en une dizaine de minutes seulement. Ces images ont une résolution de 114 ppp (45 pixels par cm) où finalement chaque pixel correspond à une analyse chimique ponctuelle qualitative en éléments majeurs. À la fin de l'acquisition, il suffit de composer une image RVB en fausses couleurs en affectant aux trois couches rouge, verte et bleue une cartographie chimique élémentaire qui permet de différencier l'intégralité des minéraux constitutifs de l'échantillon (l'aluminium, le calcium et le fer, respectivement).

Pour résumer, chaque échantillon possède deux groupes d'images correspondant à chaque lame mince. Chacune d'elle contient les numérisations de la face coupée de l'échantillon (notation : STR11A) et celle de la lame mince (notation : STR11A_1) ainsi que dix-huit images provenant du MEB (notations : STR11A_1_25E et STR11A_1_100E2).

b. Traitement Adobe Photoshop

Ce traitement a pour but d'individualiser les différentes classes d'objets, afin de construire une image tricolore simplifiée de l'image brute (Fig. 4, phases B, D, F et H). Finalement, notre travail consiste à regrouper les 256 comptes numériques (CN) des images BSE ou les 16 millions (CN) constituants les cartographies chimiques en trois classes d'objets unicolores : les vésicules en noir (CN = 0), les cristaux en gris foncé (CN = 128) et le verre en gris clair (CN = 180). Ce travail peut être réalisé entièrement avec le logiciel Adobe Photoshop à partir de l'image brute préalablement modifiée avec l'outil de contraste afin d'amplifier les différences visuelles entre les phases. La caractérisation des vésicules est la phase la plus simple car que ce soit pour les images BSE ou les cartographies chimiques, ces objets sont le plus souvent noirs, homogènes et fortement distincts du reste de l'image. Ces spécificités nous permettent alors de sélectionner simplement les vésicules par seuillage et de les colorer sur un calque vierge. Il est impossible de procéder de cette manière pour les cristaux, car ces entités ont des teintes trop hétérogènes et pour les images BSE, peu distincts du verre. Il est donc impossible de trouver un ensemble de comptes numériques caractérisant seulement et entièrement une des deux classes d'objets. Il a donc fallu dessiner chaque cristal sur un calque vierge avec les outils ordinaires de dessin informatique. Enfin, le calque du verre a été obtenu par soustraction des deux précédents.

c. Acquisition des données - Interface Matlab

L'acquisition des données peut se faire de deux manières distinctes. La première utilise un logiciel de traitement d'images, (ImageJ par exemple) afin d'obtenir des paramètres géométriques affiliés à chaque vésicule de l'image étudiée, tels que la surface, le périmètre ou le diamètre. L'opérateur doit ensuite convertir ces données en trois dimensions à l'aide de l'un ou l'autre des systèmes de calculs en usage [Cheng & Lemlich, 1983 ; Mangan et al., 1993 / Sahagian & Proussevitch, 1998]. En revanche, pour notre étude, nous avons utilisé le programme Matlab FOAMS (Fast Object Acquisition and Measurement System ; Shea et al., 2010 ; Fig. 5). L'opérateur doit dans un premier temps importer l'intégralité des images d'un même groupe sur l'interface et leur indexer une échelle afin de les étalonner. Ce programme présente l'avantage d'analyser l'ensemble des images d'un même échantillon et d'obtenir rapidement de nombreux paramètres qui permettent de caractériser le ou les magmas le constituant. Le calcul tridimensionnel y est intégré et fait référence au calcul de Sahagian & Proussevitch (1998). Néanmoins, cette méthode est basée sur l'hypothèse que les objets analysés sont sphériques, ce qui surestime fortement le volume des cristaux allongés et fausse alors entièrement la distribution de la taille des cristaux au contraire du travail d'Higgins (2000). Néanmoins, l'étude pour les cristaux nous a permis d'estimer et de comparer les proportions entre les microlites, les microcristaux et les phénocristaux en pourcentage.

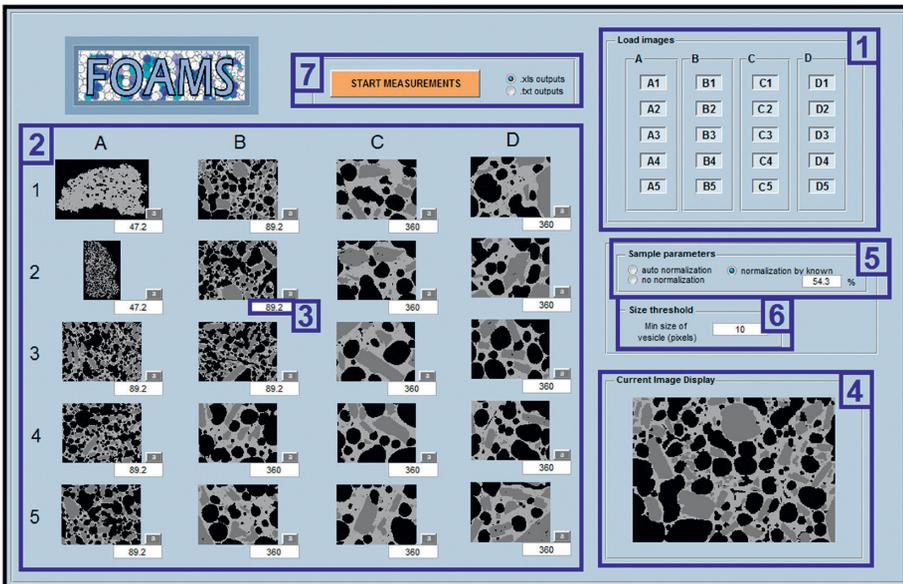


Figure 5 : Interface Matlab du programme FOAM – 1 : chargement des images / 2 : ensemble des images chargées pour un échantillon / 3 : échelle / 4 : image choisie agrandie / 5 : paramètre de normalisation / 6 : taille minimum prise en compte par le programme / 7 : début des mesures et types de fichiers de sortie.

4. Méthodes de Géochimie

Les analyses en éléments majeurs des verres (y compris les inclusions magmatiques) et minéraux se font à la microsonde électronique CAMECA SX-100 du LMV. Les résultats sont calibrés par rapport à un standard qui est analysé en début de journée puis, ils sont corrigés des phénomènes d'absorption et de fluorescence. Nous utilisons une intensité de 15 nA pour l'analyse des cristaux et de 8 nA pour le verre. L'erreur analytique estimée pour ces mesures est inférieure à 10 %. La mesure des éléments volatils est différente, car un spectromètre analyse alternativement le soufre et le chlore alors que les trois autres mesurent uniquement le fluor. En effet, du fait de son interférence avec le fer, le fluor est difficile à détecter et il est donc analysé pendant 300 secondes, soit six fois plus que pour les deux autres éléments. Afin d'augmenter le signal, l'intensité a été poussée à 40 ou 80 nA. Dans ces conditions, la limite de détection varie entre 200 et 350 ppm pour le fluor, et entre 50 et 70 ppm pour le chlore et le soufre.

a. Homogénéité des verres volcaniques

Nous avons identifié trois teintes pour le verre volcanique sur les images des lames minces numérisées : le noir, le brun foncé et le brun clair (Fig. 6a). Afin de discerner si cette hétérogénéité de couleur est corrélée à une hétérogénéité chimique, nous avons réalisé deux analyses en éléments majeurs pour chacun des trois verres et ce, sur les quatre lames minces (Fig. 6b).

Les cartographies chimiques nous ont permis de distinguer des zones légèrement plus riches en microlites. Ainsi, pour savoir si cette différence de texture corrèle avec des variations de compositions chimiques du verre, nous avons retrouvé deux zones de ce type et comparé la texture riche en microlites à celle plus pauvre, au moyen de deux analyses en éléments majeurs.

b. Inclusions magmatiques, cristaux et verres

Les inclusions magmatiques correspondent à des petits volumes de liquide silicatés piégés par un minéral hôte lors de sa croissance (cf article sur les inclusions magmatiques de P. Schiano et A. Provost dans ce volume). Quand elles sont contenues dans les premiers minéraux à cristalliser, elles constituent un matériel adapté à l'étude des teneurs pré-éruptives en volatils des magmas. Une lame épaisse est réalisée pour chaque échantillon et quelques minéraux contenant des inclusions magmatiques sont identifiés. Les lames sont alors polies jusqu'à ce que les inclusions magmatiques affleurent et soient analysables. Dans le détail, la lame STR11B_3 contient deux pyroxènes hôtes, dont nous avons analysé respectivement deux et cinq inclusions. La lame STR11A_3 contient la seule olivine hôte identifiée,

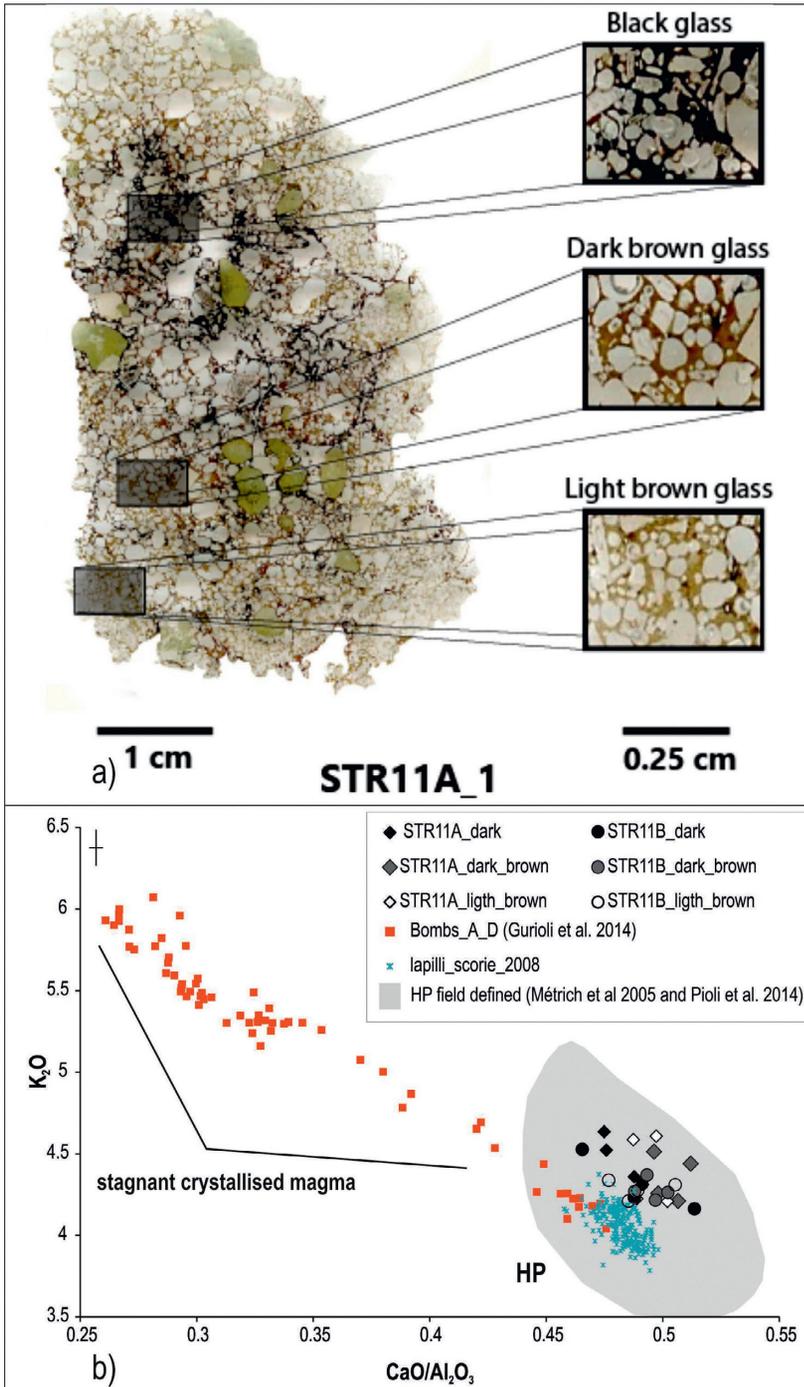


Figure 6 : Numérisation de la lame mince STR11A_1 et mise en évidence des trois différentes teintes de verres identifiées. Graphique présentant les teneurs (wt%) en potassium en fonction du rapport calcium/aluminium pour les verres volcaniques des magmas HP et HPD [Colò, 2012]. Les analyses des verres de nos échantillons correspondent aux teneurs du magma HP.

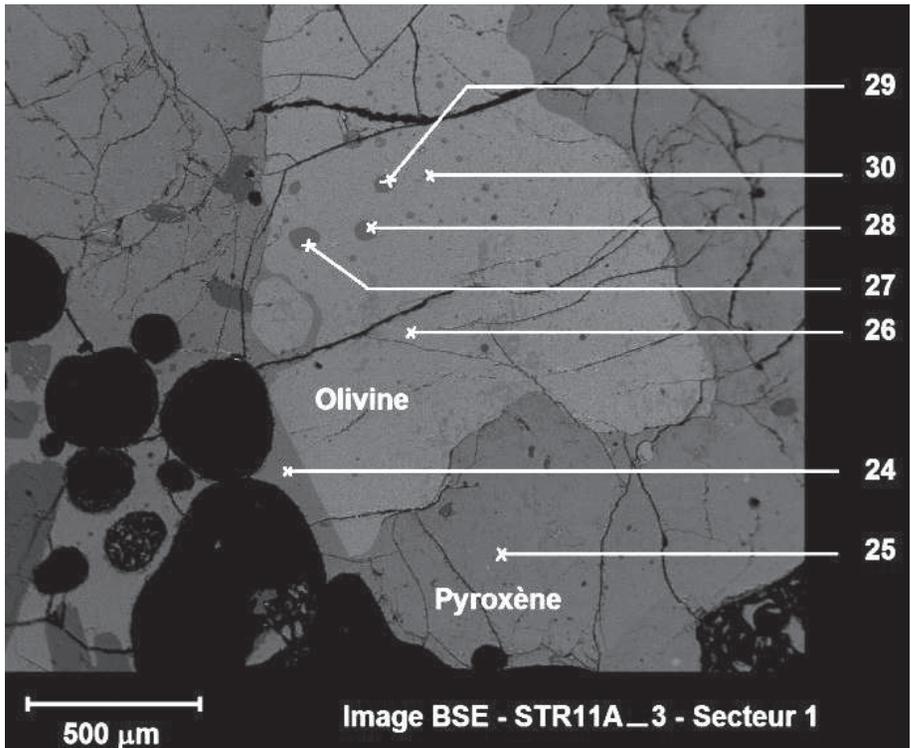


Figure 7 : Image au microscope électronique de l'olivine hôte et du pyroxène l'englobant (lame mince : STR11A_3). Les chiffres 27, 28, 29 correspondent à 3 inclusions magmatiques piégées dans l'olivine.

entourée d'un pyroxène. Sur cette lame, quatre inclusions magmatiques ont été analysées dans l'olivine (Fig. 7) et six dans le pyroxène. Nous mesurons les éléments majeurs dans les inclusions magmatiques, les minéraux hôtes et le verre environnant. Puis, nous mesurons les éléments volatils (chlore, fluor et soufre) pour ces mêmes points dans les inclusions et dans les verres adjacents. Nous calculons ensuite le coefficient de partage (appelé K_d par la suite) du fer et du magnésium entre l'inclusion magmatique et son minéral hôte afin de savoir s'ils sont à l'équilibre thermodynamique. Pour cela, nous utilisons la formule du K_d établie par Roeder & Emslie (1970) et celle de Toplis (2005) qui tient compte de la pression et de la température de formation du minéral, de la teneur des éléments alcalins, de l'eau contenue dans les inclusions magmatiques ainsi que de la teneur en forstérite de l'olivine hôte. Les compositions corrigées sont reportées dans le tableau 3.

La température est le seul paramètre réellement manquant de l'équation et pour le calculer, nous avons utilisé le calcul de Ford et al. (1983). Il permet de déterminer la température de formation du minéral, en considérant les compositions chimiques du minéral et de l'inclusion magmatique, ainsi que la pression à laquelle le minéral a cristallisé. La gamme de pression

est déduite de la profondeur des réservoirs magmatiques de Stromboli : de 3 à 0.57 kbar [Métrich et al., 2010]. Le calcul donne alors une température maximum et minimum pour chacune des deux pressions (T_{min} et T_{max}). Il est aussi possible de considérer un magma hydraté pour ces deux pressions (T_{min} hydraté et T_{max} hydraté). Pour cela, on estime la teneur en eau par différence à 100 % du total de l'analyse en éléments majeurs. En définitive, nous obtenons quatre températures pour chaque inclusion (T_{min} , T_{max} , T_{min} hydraté, T_{max} hydraté). En prenant en compte l'erreur analytique des analyses de la microsonde électronique, la précision sur les températures est de $\pm 3^{\circ}\text{C}$ et celles sur le K_d est de ± 0.07 pour le calcul de Roeder & Emslie (1970) et de ± 0.04 pour celui de Toplis (2005).

5. Méthodes pour la géophysique

Au contraire de l'analyse texturale et géochimique qui a permis la description précise des échantillons une fois de retour au laboratoire, cette partie commence sur le terrain et a pour but de caractériser temporellement et spatialement l'explosion qui les a générées. Pour cela, nous avons utilisé des données thermiques. La vidéo thermique, acquise en direct lors de l'éruption, que nous avons utilisée a été enregistrée par la caméra Thermovision A20M qui est positionnée au Pizzo sopra La Fossa (sommets surplombant le cratère de La Fossa, Fig. 1) et orientée horizontalement N285 de manière à enregistrer les explosions du cratère Sud-Ouest. Cette caméra thermique capte le rayonnement infrarouge provenant de la zone observée, puis le converti directement en température, ces deux grandeurs étant corrélées. La caméra permet donc une mesure à distance de la température, jusqu'à 250°C et avec une résolution thermique de 5°C . Sur la vidéo étudiée, l'explosion se manifeste sous la forme d'un jet de gaz (Fig. 8) mais aussi via deux balistiques que nous avons pu distinguer au ralenti. Afin d'estimer leur taille, nous utilisons un modèle de mélange à deux composants [Dozier, 1981], car la température du pixel contenant la particule étudiée intègre à la fois la température de la balistique mais aussi celle de l'air ambiant. Ainsi, en assumant les valeurs des températures du pixel ($45 \pm 5^{\circ}\text{C}$), de la particule (estimée à 950°C) et de l'air ambiant (18.5°C), nous calculons la fraction du pixel occupée par la particule (p dans l'équation 5), à partir des calculs de luminance pour chacun de ces éléments (équation 5). Nous calculons ensuite la taille réelle du pixel de la vidéo en utilisant les relations trigonométriques pour les paramètres connus : la distance caméra-cratère (entre 290 et 300 m), l'angle de visée par rapport à l'horizontal (entre 27° et 32°) et la résolution spatiale propre à la caméra (ou IFOV : 2.7 mrad). Cette valeur (1.84 ± 0.06 m) nous permet de calculer la surface d'un pixel de l'image (3.68 m²) afin de convertir la fraction du pixel occupée par la particule (p) en valeur de surface.

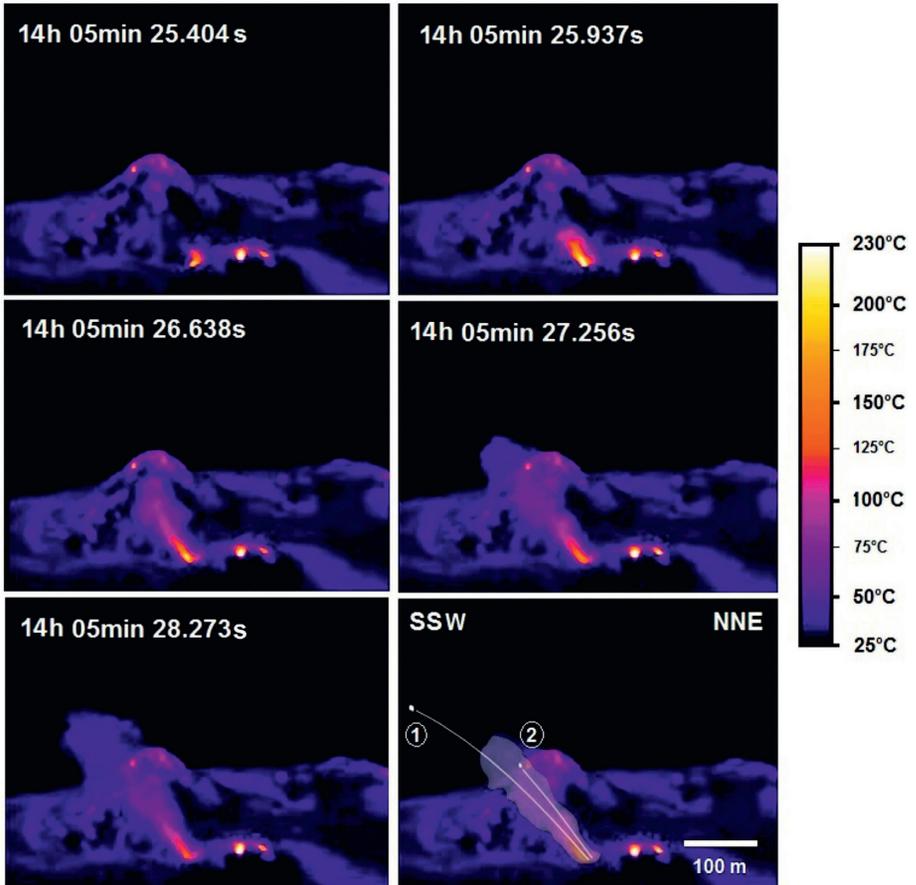


Figure 8 : Séquence d'images thermiques présentant l'évolution de l'explosion en fonction du temps. La dernière image met en évidence le panache et les deux balistiques identifiées. L'échelle de couleur sur la droite correspond à la gamme de température ; du noir (25°C) au blanc (230°C).

Pour les deux balistiques étudiées, nous estimons ces surfaces à $320 \pm 70 \text{ cm}^2$, ce qui est équivalent à un objet circulaire d'un diamètre de $20 \pm 2 \text{ cm}$. La fréquence d'image de cette caméra étant de 60 hertz, il est possible de suivre l'explosion avec un pas de temps de 17 millièmes de seconde. Ainsi, afin de quantifier l'évolution de la vitesse dans le temps du jet de gaz et des deux balistiques, une fois de retour au laboratoire, nous pointons leur évolution en faisant défiler les images une à une sur le logiciel ThermaCam Researcher. La distance entre deux points successifs est calculée par différence entre les deux positions, puis convertie du pixel au mètre en connaissant la taille réelle du pixel. La vitesse est obtenue par le rapport entre cette distance et la différence temporelle entre les deux points. La précision de cette mesure est de 40 m.s^{-1} , ce qui correspond à une erreur de pointage d'un pixel.

Résultats

1. Géochimie

a. Les verres volcaniques

Le tableau 1 présente l'ensemble des résultats de la chimie des verres classés selon leur teinte (noir, brun foncé et brun clair). Pour chaque couleur de verre d'une même lame mince (tableau 2), les compositions chimiques en éléments majeurs sont homogènes sauf pour quelques éléments comme le magnésium, le calcium (à ± 6 % près) ou le sodium (à ± 14 % près). Quelques soient leurs teintes, les verres ont des compositions en éléments majeurs homogènes, qu'ils soient riches ou pauvres en microlites (tableau 2).

b. Les inclusions magmatiques : éléments majeurs et volatils

Le tableau 3 présente l'ensemble des analyses en éléments majeurs des inclusions magmatiques, des minéraux hôtes et des verres. Les inclusions ont des teneurs entre 52 et 57 poids % de SiO_2 et entre 7 et 8 poids % en alcalins (Na_2O et K_2O ; Fig. 9). Elles sont dans le domaine des trachyandésite-basaltiques et trachyandésite. Elles représentent donc un liquide silicaté légèrement évolué en termes de chimie et proche du verre.

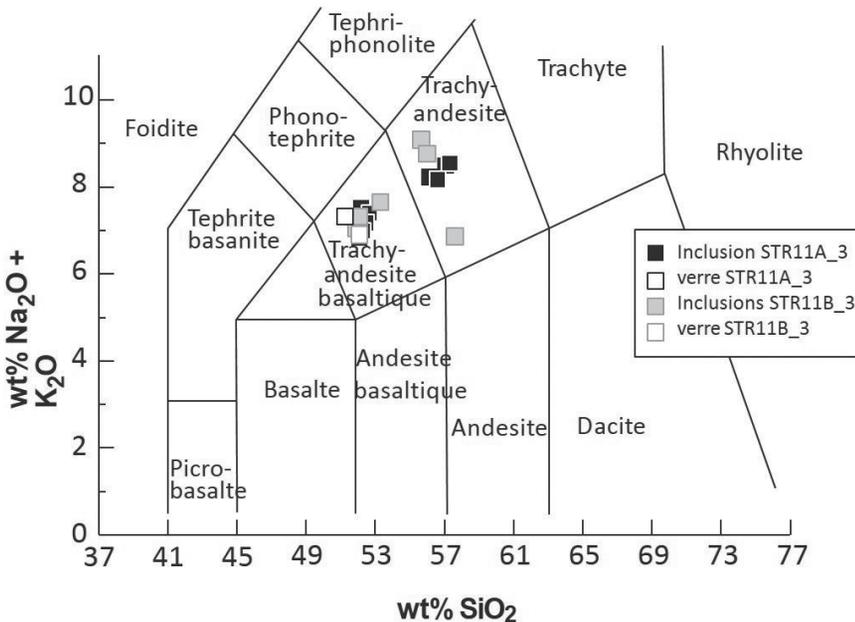


Figure 9 : classification des inclusions magmatiques et des verres dans un diagramme reportant la composition on SiO_2 (en poids % ou wt%) en fonction de la teneur en éléments alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Les inclusions magmatiques et les verres se trouvent dans les champs des trachyandésites-basaltiques et des trachy-andésites.

Les teneurs en soufre des inclusions varient de 44 à 110 ppm, alors que celles du verre sont comprises entre 26 et 94 ppm. Concernant le fluor et le chlore, les concentrations des inclusions magmatiques sont comprises entre 529 et 1285 ppm et entre 1159 et 3169 ppm, respectivement. En revanche, celles du verre varient de 904 à 1126 ppm pour le fluor et de 1186 à 1282 ppm pour le chlore. L'inclusion #4 dans l'olivine se différencie des autres car elle contient plus de soufre et de fluor (248 ppm et 1188 ppm, respectivement) pour une concentration inférieure en chlore (1961 ppm). En utilisant les données en éléments majeurs pour les inclusions magmatiques et les minéraux hôtes, nous avons calculé les températures de formation de ces derniers pour les deux valeurs extrêmes de pression (tableau 4). Ces deux valeurs engendrent des écarts de température d'une quinzaine de degrés en moyenne. Quelques soient les méthodes utilisées pour calculer les Kd (Roeder & Emslie, 1970 ; Toplis, 2005) ils sont compris entre 0.27 à 0.33, donc les inclusions magmatiques sont considérées à l'équilibre thermodynamique avec leur olivine hôte.

2. Géophysique

L'explosion étudiée est dirigée latéralement vers le SSW et orientée à 51° par rapport à l'horizontal. Nous n'identifions pas clairement différentes phases durant l'explosion mais seulement un pulse explosif d'un peu plus de sept secondes (Fig. 10). La phase initiale du jet [définition : Morton, 1959 ; Turner, 1962 ; 1973] dure exactement 300 millièmes de secondes et est ensuite maintenu durant le reste de l'explosion, mais de manière légèrement moins puissante. Le jet de gaz se déploie et prend un diamètre de 30 puis 55 et enfin 100 mètres au bout de 0.735, 2.386 et 3.804 secondes, respectivement. À cet instant, au bout de quatre secondes (16 h 05 min 29.342s) et à environ 250 mètres de l'événement, un thermal [définition : Morton, 1959 ; Turner, 1962 ; 1973] se dissocie du jet de gaz initial ; c'est-à-dire qu'à cet instant, le moteur de l'ascension des premières particules émises par l'explosion n'est plus le pulse initial mais la différence de densité de la mixture gaz/particules par rapport à l'air du fait de sa forte température. Les vitesses d'ascension de la tête du jet de gaz sont représentées sur la figure 11c et elles diminuent graduellement avec le temps, de 160 m.s⁻¹ (16 h 05min 25.50s) à 61 m.s⁻¹ (16 h 05min 29.25s). Les deux bombes étudiées sont apparues environ deux secondes après le début de l'explosion et atteignent, en un peu plus de deux secondes, une hauteur de 260 mètres et de 350 mètres, respectivement, à environ 280 mètres de l'événement selon des trajectoires quasi rectilignes. Leurs vitesses calculées à différentes valeurs de temps (Fig. 11) sont constantes, dans l'ensemble, et comprises dans la gamme de précision des données (± 40 m.s⁻¹ ; Figs 10 and 11) entre 140 et 180 m.s⁻¹.

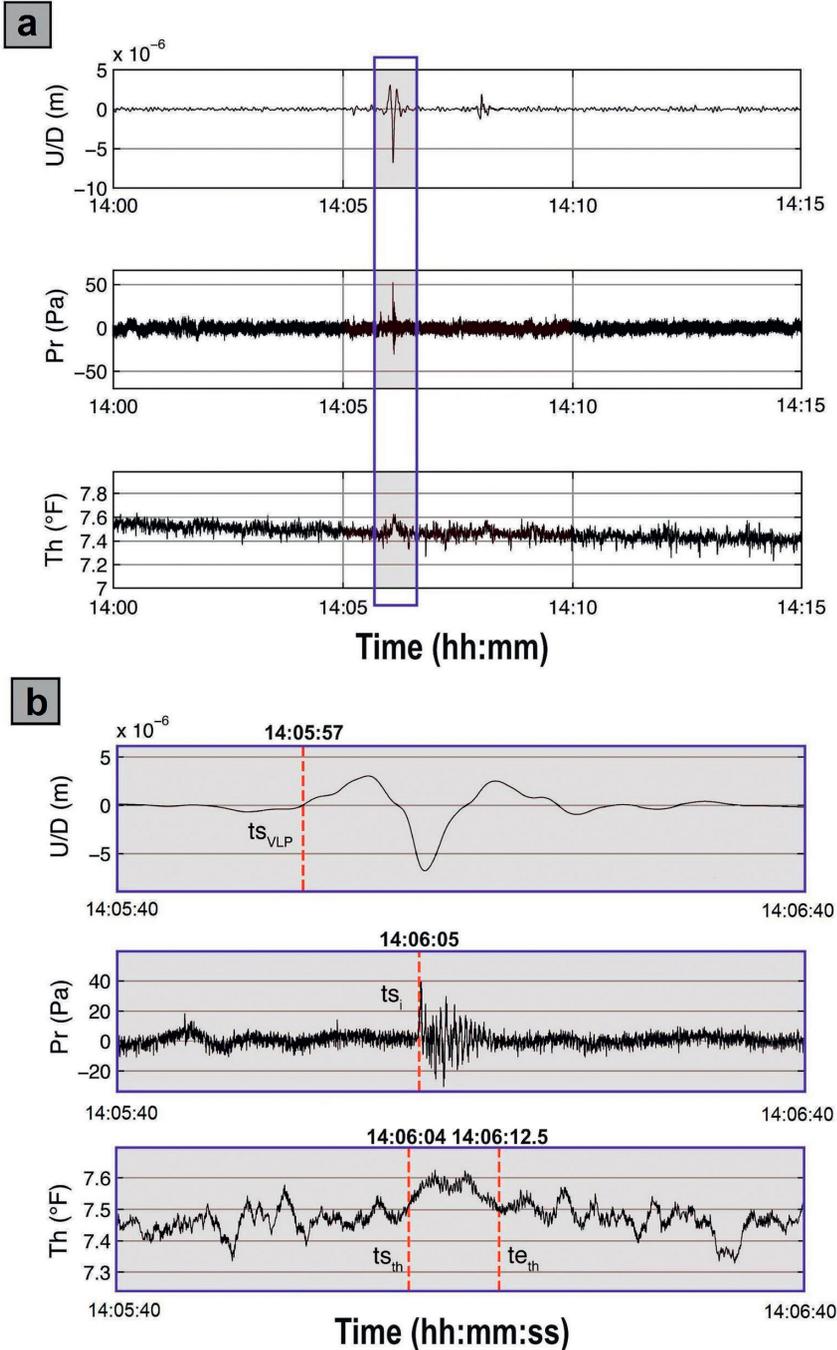


Figure 10 : a. Enregistrement de 15 minutes de long de l'explosion du 25 mai 2011 à 14h05 (GMT) depuis la station ROC étant donné le déplacement sismique (U/D), la pression infrasonique (Pr) et l'amplitude thermique (Th) pour cette explosion (rectangle violet). b. zoom sur une période longue de 1 minute, centrée sur l'explosion: ts_{VLP} , ts_i , and t_{sth} sont les temps de départ des VLP, infrasonique, et des signaux thermiques, respectivement— la ligne en tiretets rouges marquée t_{eth} est le temps auquel l'enregistrement du signal thermique se termine.

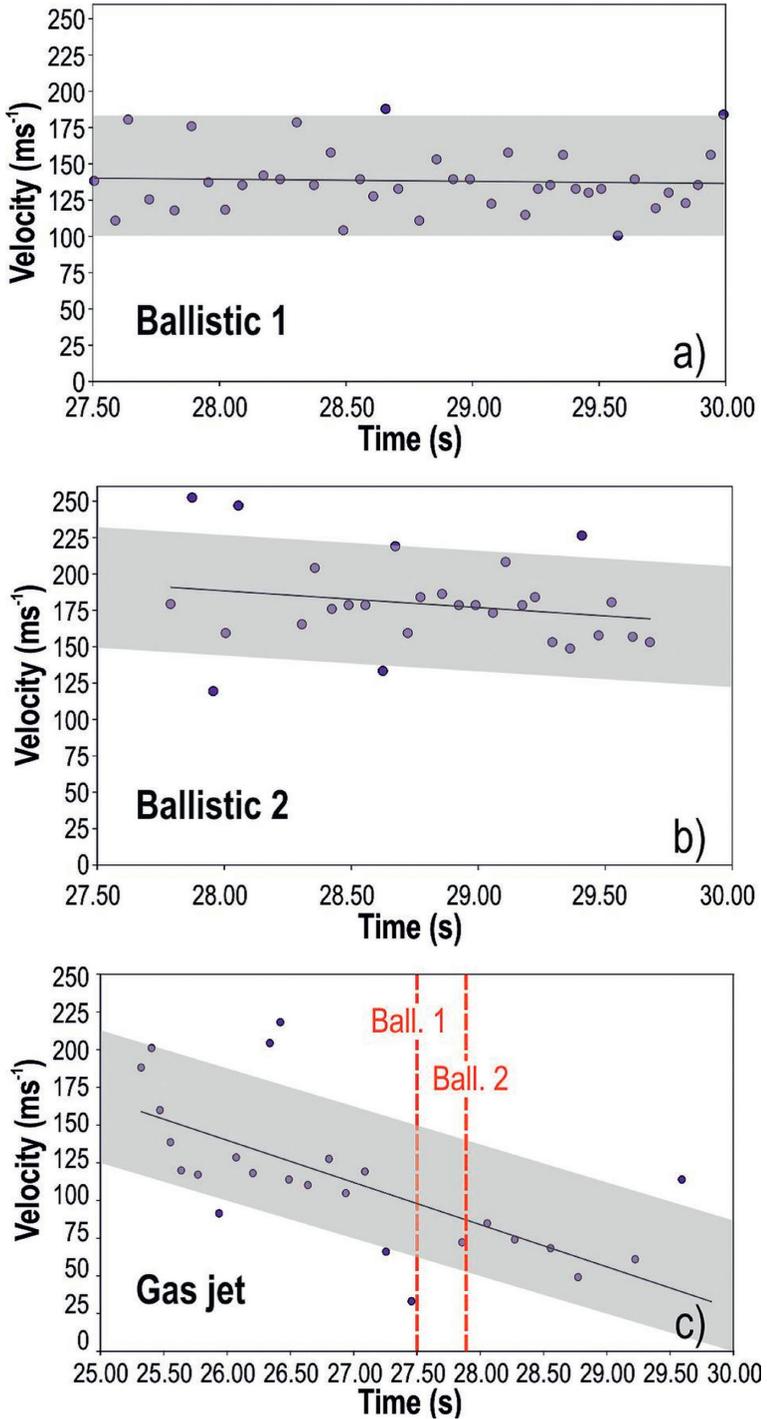


Figure 11 : Graphique présentant la vitesse des deux balistiques (a et b) et du panache (c) en fonction du temps. Les vitesses des balistiques sont constantes dans le temps : 1140 ± 40 m.s⁻¹ et 1180 ± 40 m.s⁻¹, respectivement, et celles du panache diminuent régulièrement de 190 ± 40 m.s⁻¹ à 61 ± 40 m.s⁻¹.

3. Caractéristiques de l'explosion

Patrick et al. (2007) élaborèrent une classification pour les explosions normales à Stromboli sur des critères descriptifs et quantitatifs. Celle-ci différencie les explosions dominées par les balistiques de taille importantes (type 1) et celles constituées d'un panache riche en cendres (type 2) associé (type 2a) ou non (type 2b) à un grand nombre de balistiques de tailles modestes. L'explosion de Mai 2011 ne se réfère à aucune de ces descriptions car elle est très riche en gaz et ne contient que très peu de particules magmatiques juvéniles. La vitesse d'éjection des gaz à la sortie des cratères a été calculée pour des lapillis et est largement supérieure ($\sim 180 \text{ m.s}^{-1}$) à celles établies par Patrick et al. (2007) pour les explosions de type 2 ($\sim 15 \text{ m.s}^{-1}$) mais domine aussi les vitesses établies par différents auteurs pour les explosions de type 1 : $\sim 20 \text{ m.s}^{-1}$ [Chouet et al., 1974], $\sim 47 \text{ m.s}^{-1}$ [Blackburn et al., 1976], $\sim 18 \text{ m.s}^{-1}$ [Ripepe et al., 1993] et $\sim 24 \text{ m.s}^{-1}$ [Patrick et al., 2007]. Plus récemment, Harris et al. (2012) ont identifiés des vitesses moyennes de $\sim 75 \text{ m.s}^{-1}$ et une valeur maximum de 213 m.s^{-1} . Ils expliquent ces vitesses élevées par le fait que les particules sont portées par la phase gazeuse. Les valeurs que nous avons calculées pour deux bombes de l'explosion de Mai 2011 sont semblables à la vitesse des lapillis expulsés lors de cette explosion (140 et 180 m.s^{-1}) et sont donc supérieures aux valeurs établies par Harris et al. (2012). L'explosion de Mai 2011 paraît donc plus énergétique que les explosions de type 1 et 2.

L'explosion de Mai 2011 se distingue également par sa configuration car elle est orientée latéralement et les deux balistiques étudiées ont des trajectoires quasi rectilignes, à l'inverse des explosions riches en balistiques qui sont verticales, parfois légèrement inclinées, et dont les balistiques décrivent des trajectoires paraboliques. Harris et al. (2012), qui ont étudiés une grande série d'explosions de type 1, identifient cinq phases distinctes pour ces explosions : ils distinguent un spray initial (phase 1) constitué d'un jet clairsemé de fines particules, suivi de deux salves (phase 2 et 3) projetant des bombes et des blocs de tailles décimétriques. Ces phases sont associées à un panache qui croît dans le temps puis se disperse durant la phase de déclin (phase 4). Ce descriptif contraste avec celui de l'explosion que nous avons observée, pour laquelle nous n'avons pas distingué de spray / salves. Toutefois, il semble qu'en termes descriptif l'explosion que nous avons observée corresponde tout de même bien, spécifiquement, au spray initial évoqué par ces auteurs même si les durées ne concordent pas ($0,09$ secondes contre 6 secondes pour l'explosion étudiée). Même si elles ne forment pas une salve distincte, les bombes sont déphasées par rapport au début de l'explosion, comme lors des explosions de type 1. Toutefois, nous ne notons pas de différence de vitesse entre le spray initial, rapide ($\sim 100 \text{ m.s}^{-1}$), et la salve, plus lente ($60 - 80 \text{ m.s}^{-1}$). En effet, la vitesse du jet de gaz et des bombes sont comparables.

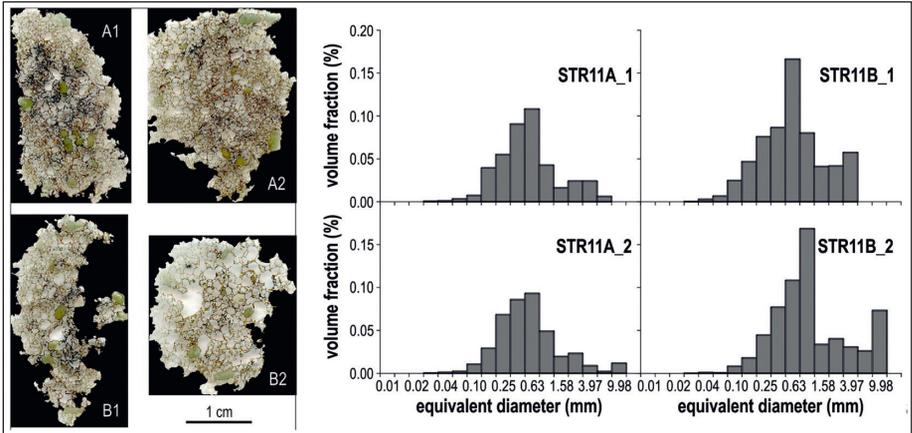


Figure 12 : Images scannées des quatre lames minces, deux pour chaque bombes juvéniles A (STR11A_1 and STR11A_2) et B (STR11B_1 and STR11B_2). Histogrammes des distributions en tailles de vésicules dans les bombes A et B en fonction de la fraction volumique.

Il semble donc que la classification de Patrick et al. (2007) ne soit pas complète et qu'un nouveau type d'explosion doit être évoqué pour définir pleinement l'activité normale de Stromboli. Cette explosion est caractérisée par un pulse initial similaire à celui des explosions de type 1 (un jet clairsemé de fines particule) mais il perdure plus longtemps. Seules quelques bombes et blocs sont émis lors de cet événement mais ils sont projetés à des vitesses de l'ordre de $160 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, qui correspond à celle d'éjection des gaz à la sortie du cratère. Les bombes conservent leurs vitesses car elles n'ingèrent pas d'air au cours de leurs trajets, au contraire du jet de gaz dont la vitesse diminue alors (l'angle que forme le jet est d'ailleurs fonction du volume d'air ingéré). Ces explosions riches en gaz sont caractérisées par des masses d'éjectas très faibles et des vitesses rapides et donc, en lien avec la classification de Patrick et al. (2007), nous choisissons de définir un type 0 pour ces explosions.

4. Caractéristiques texturales et chimiques des échantillons

Le pourcentage de cristaux des échantillons est compris entre 18 et 22 %, comparable aux valeurs pour les scories d'explosions normales Colò (2012) Lautze and Houghton (2005, 2006, 2008) mais inférieur au pourcentage établi pour les deux bombes étudiées par Gurioli et al. (2014). Ces deux échantillons contiennent d'ailleurs une population importante de microlites (~10 %) contrairement aux échantillons et des scories par Colò (2012). Ces microlites témoignent d'un temps de résidence en conditions de surface et sont caractéristiques du magma HPD (High Porphyric Dense), tout comme la présence de quelques olivines oxydées. À contrario, le magma constitutif des échantillons que nous avons étudiés possède les caractéristiques d'un magma « frais » à Stromboli.

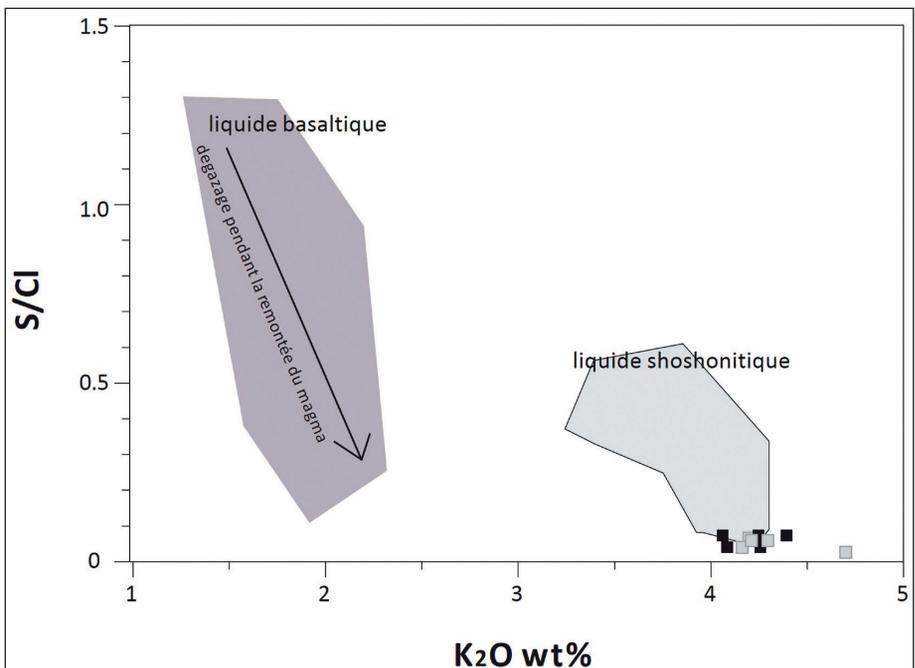
Nous remarquons que les distributions en taille des vésicules sont plutôt homogènes pour chaque échantillon mais présentent quelques divergences

entre échantillons (Fig. 12). Le pic caractérisant les échantillons étudiés (entre 0.50 et 0.80 mm) est supérieur à ceux définis pour les lapillis (0.20 mm) et les scories (entre 0.20 et 0.60 mm) mais est toutefois légèrement inférieur à celui des deux bombes (entre 0.60 et 1 mm) (Fig. 12). Les vésicules sont de taille intermédiaire entre celles des scories et des bombes de 2008. La distribution bimodale établie pour l'échantillon STR11A marque typiquement un phénomène de coalescence que nous avons également observé au microscopique dans le verre noir sur deux lames minces correspondantes (Fig. 12). La coalescence est peu marquée en comparaison avec les résultats des scories de Colò (2012). Il semble d'ailleurs que plus l'échantillon est petit et plus ce phénomène est important.

Le paramètre N_v (densité numérique de vésicule) est usuellement corrélé à l'énergie de l'éruption. En effet, il y a un consensus sur le fait que les pyroclastes d'une éruption plinienne sont caractérisés par un N_v plus élevé que ceux des produits des éruptions effusives, ou stromboliennes [Toramaru, 1990 ; Cashman & Mangan, 1994]. Néanmoins, les cas des activités normales du Stromboli [Lautze & Houghton, 2007 ; Colò et al., 2010] et du Villarica [Gurioli et al., 2008] arguent en faveur d'un comportement binaire du N_v à grande et petite échelle car il semble que pour ces deux volcans, plus cette valeur est grande, plus l'activité énergétique est basse [Colò et al., 2010]. Nos valeurs de N_v sont comprises entre 4.04×10^2 et 7.74×10^2 mm^3 et se trouvent dans la partie basse des valeurs décrites pour l'activité normale de Stromboli (entre 102 et 104 mm^3) [Lautze & Houghton, 2007 ; 2008 ; Polacci et al., 2009 ; Colo et al., 2010]. L'explosion de Mai 2011 est caractérisée par des vitesses très importantes et des valeurs basses du N_v . Ceci accrédite le fait que Stromboli soit une exception pour ce paramètre puisqu'il est inversement proportionnel à l'énergie de l'éruption. Ceci confirme que les systèmes volcaniques basaltiques doivent être expliqués différemment des systèmes siliceux, en termes de dynamique et de relation magma-gaz. Les modèles de fonctionnement du système basaltique de Stromboli doivent expliquer l'hétérogénéité des valeurs de N_v et la présence du magma dense HPD, dégazé, riche en microlites et donc probablement stagnant dans la colonne magmatique. Lautze & Houghton (2005, 2007) avancent que plus le pourcentage de magma dense est important (N_v bas), moins l'explosion est énergétique, alors que Colò (2012) propose la relation inverse. Dans le cadre de notre étude, l'explosion de Mai 2011 est très énergétique, les échantillons éjectés sont caractérisés par un N_v bas et ne contiennent pas de portion de magma dense, ce qui est en accord avec l'hypothèse de Colò (2012). Afin d'expliquer la relation entre l'explosivité et la vésiculation, l'existence d'une colonne magmatique convective par contraste de densité est nécessaire (Colò, 2012). Dans le secteur superficiel de la colonne magmatique, le magma ascendant (riche en gaz) se dégaze et est alors recyclé en profondeur, de manière continue ou sous forme de

corps magmatiques [Harris & Stevenson, 1997]. Une augmentation de la teneur en gaz sous forme de bulles engendre une augmentation de la viscosité effective de plusieurs ordres de grandeur [Phillips et al., 1995 ; Rust & Manga, 2002], ce qui permet une coalescence plus aisée [Namiki et al., 2003] et donc la formation du slug. Ainsi, les pyroclastes émis lors de l'activité explosive sont caractérisés par des grosses vésicules mais peu nombreuses, ce que traduit un N_v bas. En revanche, lors des périodes où la teneur en volatils dans la colonne magmatique est plus faible, la convection est de ce fait peu vigoureuse, ce qui ne permet pas de former un slug et génère donc une activité peu énergétique.

Nous avons aussi comparé la composition chimique des verres volcaniques entre les échantillons étudiés et ceux de Colò (2012) (Fig. 6b). Le verre des deux échantillons a une composition chimique caractéristique du magma HP. Les trois différentes teintes de verre ont des compositions chimiques en éléments majeurs similaires. Certains auteurs remarquent que les variations de teintes de verres sont parfois liées à la dynamique éruptive [Klug et al., 2002] mais aussi à des différences de composition chimique [e.g. De Rosa et al., 2003a, mais ce n'est pas le cas pour nous ici], à des variabilités texturales [e.g. Gonnermann & Manga, 2005], à une perte en



gaz pré-éruptive [e.g. Klug & Cashman, 1996] ou à des hétérogénéités de flux dans le conduit [e.g. Polacci et al., 2001 ; D'oriano et al., 2005]. Nos observations révèlent que la coalescence est marquée uniquement pour le verre noir. Nous suggérons donc que ces contrastes de teintes correspondent à des magmas différents mais dont l'histoire magmatique, est proche puisqu'ils sont caractérisés par une composition chimique semblable. Nous savons que les conditions de surface influent sur les états d'oxydations de divers éléments, notamment ceux du fer, ce qui peut engendrer des différences de teintes des objets volcaniques qu'ils constituent. Ainsi, une étude supplémentaire (par exemple : XANES) sur ces différents verres pourrait mettre en évidence différents états redox du fer.

Les teneurs en élément volatils des inclusions magmatiques (Fig. 13 carrés noirs) des échantillons étudiés, possèdent des teneurs caractéristiques de magmas dégazés à Stromboli [Fig. 13 : S/Cl Stromboli ; Métrich et al., 2010], c'est à dire des rapports S/Cl homogènes et bas pour des teneurs variables en potassium. Ce dégazage a vraisemblablement lieu dès 2 et 3 km de profondeur (Métrich et al., 2010).

5. Intégration des données - modèle

En récapitulant tous les éléments de notre étude, nous proposons un nouveau type d'explosion (type 0) riche en gaz et caractérisée par une masse très faible d'éjectas, qui sont expulsés du cratère avec des vitesses très importantes (comparé aux autres types d'explosions caractérisant l'activité normale du Stromboli). Les deux bombes volcaniques étudiées ont été trempées dès leurs retombées et n'ont donc pas été soumises à une expansion post-explosion. Ces échantillons sont caractérisés par le magma HP et possèdent un Nv bas ainsi que quelques preuves de coalescence pour le verre noir. L'intégration de l'ensemble de nos données nous a permis de créer un modèle qui propose un fonctionnement de l'activité normale de Stromboli (Fig. 14). Nous proposons que les éruptions de type 1 (dominées par les balistiques) sont associées à des proportions relativement importantes de matériel dégazé, stagnant dans le mélange du système peu profond. C'est les additions de volumes supplémentaires de ce matériel qui pousse la surface libre (et la source de l'explosion) vers le haut. Étant donné que le plus grand volume de matière entraînée pendant l'éclatement du slug doit fragmenter au passage de ce bouchon, les événements explosifs ont tendance à être spectaculaires et riches en particules. Dans le même temps, la présence de cette couche de magma à viscosité élevée force le gaz susceptible de se fragmenter à travers le bouchon, à avoir une vitesse relativement élevée de propagation ($> 10 \text{ ms}^{-1}$). En revanche, les éruptions de type 0 (dominé par les gaz) sont associés à un nouveau conduit, le retrait du volume dégazé ayant causé la surface libre (et source d'explosion) à migrer

vers un niveau plus profond, à seulement quelques années 10 de mètres au-dessus de la source des VLP . En effet, les évènements de type 0 ont tendance à manquer des particules en raison de la faible quantité de matériel juvénile disponible pour l'entraînement accidentel avec l'éclatement de gaz. Les vitesses de remontée relativement lente pour le slug sont également compatibles avec une simple remontée de bulles et leur éclatement dans un conduit propre. Cette faible viscosité, type 0 (et le style de l'éruption), est donc probablement le type qui correspond aux modèles traditionnels de remontée d'un slug avec éclatement, utilisés classiquement pour expliquer les éruptions « stromboliennes ». classiquement pour expliquer les éruptions «stromboliennes». La présence du style d'activité de type 1 (Gurioli et al. 2014) complique un tel modèle simple, en introduisant un bouchon de magma dégazé avec lequel le slug qui remonte interagit. Il y a probablement un continuum de scénarii entre les deux types d'activités extrêmes (i.e. les explosions de type 0 et de type 1).

Conclusions

Les échantillons étudiés sont unique de part les circonstances de leur acquisition et par l'approche multidisciplinaire (géophysique / texturale / géochimie) que nous avons choisi pour les étudier. Nous avons (1) mis en évidence un type d'explosion qui n'avait pas encore été décrit à Stromboli et (2) proposé un modèle expliquant les dynamiques éruptives et internes de la colonne magmatique. L'explosion étudiée est riche en gaz et de longue durée par rapport aux autres types d'explosion (~6 s). Les inclusions magmatiques sont pauvres en éléments volatils car le dégazage du magma est intense avant le piégeage de ces inclusions. Quelques bombes sont éjectées et portées par les gaz, ce qui explique leurs vitesses importantes, de l'ordre de 140 à 180 m.s⁻¹. Nous avons baptisé ces explosions « type 0 » d'après la classification énoncée par Patrick et al., (2007). L'avantage majeur de cette approche multidisciplinaire est le fait de relier les phénomènes de surface (caractérisés à l'aide des images thermiques) à des processus volcaniques se déroulant dans la colonne éruptive. Ces derniers, plus internes, ne peuvent être observés directement, c'est pourquoi il est nécessaire de les caractériser à l'aide de différentes méthodes. Dans cette étude, nous avons couplé l'analyse texturale à la géochimie. L'ensemble de données définit un nouveau type d'éruption « strombolienne » dominée par l'éruption de gaz, ce nouveau type d'éruption est nommé type 0. Ces évènements sont caractérisés par une émission à grande vitesse (150-250 ms⁻¹) de quelques relativement petites particules juveniles et de clastes non juveniles entraînés, ceux là même qui étaient auparavant retombés dans l'évent. Pour l'événement étudié, la profondeur d'explosion était à plus de 250 m de profondeur, et les particules ont montré un temps de residence court dans le système peu

profond. Les vitesses d'ascension du slug sur les 20-35 derniers mètres du conduit rempli de magma, et la faible viscosité du magma en place, sont des observations compatibles avec un simple éclatement de bulles dans un conduit « propre ». Ce type de conduit et ce style d'éruption correspondent probablement aux modèles classiques de remontée d'un slug avec

Lame	STR11A_1						STR11A_2					
	Noir		Brun foncé		Brun clair		Noir		Brun foncé		Brun clair	
Teinte du verre	1	2	3	4	5	6	8	9	10	12	13	14
N° analyse	wt%	3 σ	wt%	3 σ	wt%	3 σ	wt%	3 σ	wt%	3 σ	wt%	3 σ
SiO2	52,88	1,04	52,51	1,03	51,59	1,02	51,83	1,03	51,90	1,03	52,55	1,04
TiO2	1,67	0,11	1,62	0,11	1,68	0,11	1,64	0,11	1,65	0,11	1,64	0,11
Al2O3	15,22	0,32	15,20	0,32	14,73	0,31	15,37	0,32	15,20	0,32	15,20	0,32
FeO	9,39	0,67	9,63	0,68	10,35	0,70	9,90	0,69	9,81	0,69	9,74	0,69
MnO	0,26	0,30	0,10	0,28	0,35	0,34	0,16	0,28	0,24	0,29	0,20	0,26
MgO	3,75	0,17	3,74	0,17	3,83	0,18	3,70	0,17	3,63	0,17	3,88	0,18
CaO	7,23	0,22	7,41	0,22	7,54	0,22	7,63	0,22	7,41	0,22	7,60	0,22
Na2O	2,97	0,29	2,38	0,26	2,60	0,28	2,45	0,27	2,77	0,29	2,42	0,27
K2O	4,63	0,17	4,36	0,17	4,44	0,17	4,51	0,17	4,59	0,17	4,61	0,17
P2O5	1,09	0,21	1,09	0,21	1,15	0,22	1,19	0,22	1,11	0,22	1,04	0,21
Total	99,10		98,23		99,01		98,14		98,18		98,30	

Lame	STR11B_1						STR11B_2					
	Noir		Brun foncé		Brun clair		Noir		Brun foncé		Brun clair	
Teinte du verre	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
N° analyse	wt%	3 σ	wt%	3 σ	wt%	3 σ	wt%	3 σ	wt%	3 σ	wt%	3 σ
SiO2	52,19	1,03	51,96	1,03	52,07	1,03	52,54	1,04	52,18	1,03	52,57	1,04
TiO2	1,72	0,11	1,61	0,11	1,71	0,11	1,67	0,11	1,69	0,11	1,69	0,11
Al2O3	15,53	0,32	15,29	0,32	15,23	0,32	15,10	0,32	15,39	0,32	15,14	0,32
FeO	9,53	0,68	10,17	0,70	9,72	0,68	9,69	0,68	9,54	0,68	9,91	0,69
MnO	0,21	0,32	0,13	0,33	0,27	0,33	0,02	0,27	0,24	0,28	0,14	0,32
MgO	3,57	0,17	3,56	0,17	3,47	0,17	3,43	0,17	3,57	0,17	3,58	0,17
CaO	7,63	0,22	7,46	0,22	7,57	0,22	7,37	0,22	7,34	0,22	7,41	0,22
Na2O	3,07	0,30	2,51	0,27	2,90	0,29	2,59	0,28	3,29	0,31	2,97	0,29
K2O	4,31	0,17	4,23	0,17	4,22	0,17	4,27	0,17	4,34	0,17	4,28	0,17
P2O5	1,12	0,21	1,14	0,22	1,07	0,20	1,17	0,22	1,08	0,21	1,10	0,21
Total	98,90		98,06		98,23		97,85		98,64		98,78	

Tableau 1 : compositions éléments majeurs des verres de différentes teintes.

Zone analysée		N° Analyse		SiO2		TiO2		Al2O3		FeO		MnO		MgO		CaO		Na2O		K2O		P2O5		Total	
Type de verre	microlites	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%
STR11B_2	riche	29	52,59	1,04	1,68	0,11	15,11	0,32	9,58	0,67	0,29	0,30	3,50	0,17	7,25	0,22	2,81	0,29	4,61	0,17	1,21	0,22	98,63		
Verre brun foncé	pauvre	26	52,05	1,03	1,64	0,11	15,24	0,32	10,43	0,71	0,30	0,31	3,36	0,17	7,65	0,22	2,82	0,29	4,26	0,17	1,23	0,22	98,99		
STR11B_1	riche	30	52,49	1,03	1,89	0,12	14,14	0,31	10,00	0,69	0,38	0,33	4,00	0,18	7,67	0,22	1,84	0,23	4,49	0,17	1,40	0,24	98,29		
Verre noir	pauvre	18	51,96	1,03	1,61	0,11	15,29	0,32	10,17	0,70	0,13	0,33	3,56	0,17	7,46	0,22	2,51	0,27	4,23	0,17	1,14	0,22	98,06		

Tableau 2 : compositions en éléments majeurs des verres riches et pauvres en microlites.

Zone analysée	Point	Type d'analyse	SiO2		TiO2		Al2O3		FeO		MnO		MgO		CaO		Na2O		K2O		P2O5		Total		F	*	CI	**	S		
			wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ	wt%	3σ						wt%	
STR11A3 Sécure#1	24	Verre	52,66	1,04	1,69	0,11	15,35	0,32	9,79	0,69	0,13	0,27	3,50	0,22	2,97	0,30	4,38	0,17	1,07	0,21	99,07	1093	165	1259	41	34	23				
	26	Oilite	37,92	0,70	0,04	0,04	0,02	0,04	26,74	0,64	0,55	0,25	35,74	0,41	0,31	0,04	0,00	/	0,00	0,02	/	101,22									
	27	Inclusion #1	56,37	1,09	1,39	0,10	14,92	0,32	8,58	0,66	0,18	0,30	2,79	0,15	5,98	0,20	3,25	0,31	5,01	0,18	0,77	0,18	99,24	879	141	2809	52	73	29		
STR11A3 Sécure#2	28	Inclusion #2	57,03	1,10	1,65	0,11	14,70	0,32	8,36	0,64	0,19	0,28	2,77	0,19	5,74	0,19	3,37	0,31	5,11	0,18	0,76	0,18	99,68	901	199	2798	65	68	16		
	29	Inclusion #3	56,70	1,10	1,54	0,11	14,94	0,32	8,09	0,63	0,21	0,31	2,74	0,16	5,49	0,19	3,19	0,30	5,26	0,19	0,90	0,19	99,04	880	199	2488	46	71	26		
	30	Inclusion #4	53,30	1,06	2,98	0,14	15,01	0,32	8,97	0,69	0,24	0,31	2,55	0,15	6,58	0,21	2,84	0,29	5,96	0,18	0,89	0,19	99,32	1188	136	1961	96	248	19		
STR11A3 Sécure#2	32	Verre	52,49	1,04	1,63	0,11	14,92	0,32	9,74	0,69	0,26	0,29	3,54	0,17	7,47	0,22	3,04	0,30	4,04	0,16	1,06	0,21	96,23	1119	152	1245	46	109	32		
	34	Pyroxène	51,54	0,87	0,81	0,06	10,23	0,62	0,37	0,24	15,16	0,26	19,14	0,31	3,24	0,09	0,01	0,02	/	100,28											
	31	Inclusion #1	52,25	1,03	1,75	0,11	15,06	0,32	10,64	0,71	0,15	0,29	3,27	0,16	7,05	0,21	3,28	0,31	4,24	0,17	1,14	0,21	96,82	1222	188	1426	48	110	37		
STR11A3 Sécure#3	33	Inclusion #2	52,31	1,04	1,69	0,11	14,49	0,32	12,19	0,77	0,50	0,37	3,17	0,16	6,42	0,20	2,87	0,29	4,10	0,16	1,11	0,21	96,85	964	310	1321	30	52	35		
	38	Verre	51,48	1,02	1,69	0,11	15,17	0,32	10,28	0,70	0,27	0,27	3,57	0,17	7,49	0,22	3,23	0,31	4,11	0,16	1,21	0,22	96,50	1093	187	1243	14	94	13		
	37	Pyroxène	51,24	0,87	0,80	0,06	2,81	0,11	10,66	0,53	0,31	0,23	15,21	0,26	19,04	0,31	3,33	0,09	0,01	0,02	/	100,40									
STR11A3 Sécure#4	35	Inclusion #1	52,04	1,03	1,78	0,12	14,08	0,31	13,01	0,79	0,20	0,31	3,53	0,17	6,36	0,20	2,71	0,28	4,06	0,16	1,07	0,21	96,83	1136	161	1200	34	81	21		
	36	Inclusion #2	55,94	1,09	1,29	0,10	14,92	0,32	8,28	0,63	0,00	/	2,72	0,15	5,57	0,19	2,83	0,28	5,44	0,19	0,88	0,19	97,87	529	203	2228	38	50	24		
	42	Verre	52,53	1,04	1,68	0,11	15,40	0,32	9,81	0,69	0,25	0,31	3,60	0,17	7,44	0,22	2,77	0,29	4,30	0,17	1,11	0,22	96,90	1126	131	1227	38	26	21		
STR11B3 Sécure#1	41	Pyroxène	50,30	0,85	1,00	0,07	3,59	0,12	8,81	0,48	0,33	0,24	14,34	0,25	20,98	0,35	0,95	0,09	0,00	/	99,69										
	39	Inclusion #1	52,00	1,03	1,71	0,11	14,83	0,32	11,51	0,74	0,15	0,32	3,12	0,16	6,30	0,20	3,00	0,30	4,21	0,17	1,22	0,22	96,05	1264	62	1259	38	53	22		
	40	Inclusion #2	52,68	1,04	1,62	0,12	14,67	0,32	11,53	0,75	0,13	0,31	3,15	0,16	6,36	0,20	3,03	0,30	4,39	0,17	1,06	0,21	96,81	1155	166	1224	73	80	26		
STR11B3 Sécure#1	50	Verre	52,04	1,04	1,61	0,11	15,20	0,32	9,88	0,70	0,12	0,31	3,71	0,17	7,67	0,23	2,92	0,29	4,07	0,16	1,28	0,22	98,49	904	160	1186	35	32	21		
	49	Pyroxène	50,77	0,86	0,83	0,06	3,25	0,11	8,41	0,47	0,31	0,24	14,51	0,25	21,07	0,33	0,95	0,08	0,01	0,02	/	99,59									
	43	Inclusion #1	52,07	1,04	1,43	0,10	15,49	0,33	11,08	0,73	0,23	0,30	3,99	0,17	6,70	0,21	3,06	0,30	4,19	0,17	1,09	0,22	98,92	1248	166	1159	102	80	42		
STR11B3 Sécure#2	44	Inclusion #2	52,30	1,04	1,54	0,11	14,87	0,32	11,28	0,74	0,19	0,29	3,04	0,16	6,43	0,20	3,14	0,20	4,21	0,16	1,16	0,22	98,39	1140	234	1256	92	74	21		
	45	Inclusion #3	53,31	1,06	1,48	0,11	15,01	0,32	10,66	0,71	0,22	0,30	3,04	0,16	6,08	0,20	2,95	0,29	4,70	0,18	1,25	0,23	98,71	1102	93	1305	32	44	33		
	47	Inclusion #4	52,51	1,04	1,46	0,11	15,46	0,33	10,29	0,71	0,20	0,29	3,24	0,16	6,71	0,21	3,10	0,21	4,29	0,17	1,12	0,21	98,37	1285	266	1267	35	83	21		
STR11B3 Sécure#2	48	Inclusion #5	52,25	1,04	1,66	0,11	14,78	0,32	10,81	0,72	0,09	0,32	3,11	0,16	6,90	0,21	3,02	0,30	4,17	0,16	1,25	0,23	98,04	1351	229	1336	28	59	40		
	56	Verre	51,87	1,03	1,57	0,11	15,41	0,32	9,58	0,68	0,10	0,27	3,39	0,17	7,21	0,22	3,25	0,31	4,42	0,17	1,03	0,21	97,83	1123	89	1282	36	51	35		
	57	Verre	52,29	1,04	1,70	0,11	15,29	0,32	9,91	0,69	0,12	0,22	3,47	0,17	7,39	0,22	2,87	0,29	4,48	0,17	1,19	0,22	96,70	1115	136	1206	66	22	19		
STR11B3 Sécure#2	55	Pyroxène	51,43	0,87	0,74	0,06	2,45	0,10	8,96	0,49	0,30	0,22	14,73	0,25	20,75	0,33	0,32	0,08	0,00	/	99,67										
	52	Inclusion #1	55,97	1,09	1,39	0,10	15,21	0,32	8,36	0,64	0,26	0,39	2,47	0,14	5,09	0,16	2,98	0,30	5,82	0,30	1,01	0,21	96,55	1273	239	2552	60	50	20		
	53	Inclusion #2	55,66	1,08	1,51	0,11	15,07	0,32	9,60	0,69	0,19	0,28	1,98	0,13	4,33	0,17	2,72	0,28	6,40	0,21	1,22	0,23	96,67	1672	169	3169	60	70	16		
54	Inclusion #3	57,65	0,96	1,68	0,08	15,39	0,24	9,93	0,91	0,13	0,21	1,99	0,09	4,41	0,13	1,70	0,18	5,21	0,14	/	98,06										

Tableau 3 : compositions en éléments majeurs et en volatils des verres et des inclusions magmatiques.

Zone analysée	Analyse	H ₂ O (wt%)*	Temp. Max. (°C) **		Temp. Min. (°C)		KD 1***	KD 2****	
			H ₂ O non Cons.	H ₂ O Cons.	H ₂ O non Cons.	H ₂ O Cons.		3 kbar	0.57 kbar
STR11A3_Secteur 1 <i>Olivine Fo₇₀</i>	27	0,76	1133	1104	1120	1091	0,30	0,29	0,29
	28	0,32	1139	1126	1125	1113	0,31	0,29	0,29
	29	0,96	1141	1105	1128	1092	0,32	0,30	0,29
	30	0,68	1100	1074	1087	1061	0,24	0,29	0,29
STR11A3_Secteur 2 <i>Pyroxène</i>	31	1,18	1129	1085	1087	1043			
	33	1,15	1128	1086	1115	1072			
STR11A3_Secteur 3 <i>Pyroxène</i>	35	1,17	1144	1100	1130	1086			
	36	2,13	1138	1064	1124	1051			
STR11A3_Secteur 4 <i>Pyroxène</i>	39	1,95	1130	1062	1116	1048			
	40	1,19	1132	1088	1118	1074			
STR11B3_Secteur 1 <i>Pyroxène</i>	43	1,08	1144	1104	1118	1078			
	44	1,61	1137	1079	1123	1066			
	45	1,29	1132	1085	1119	1071			
	47	1,63	1131	1073	1118	1060			
	48	1,96	1123	1054	1118	1050			
STR11B3_Secteur 2 <i>Pyroxène</i>	52	1,45	1134	1081	1120	1068			
	53	1,33	1117	1069	1103	1055			
	54	1,92	1108	1040	1093	1026			

Tableau 4 : températures de formation des minéraux et coefficients de partage du fer et du magnésium entre l'olivine et les inclusions magmatiques.

éclatement, utilisés pour expliquer les éruptions «stromboliennes». En revanche, les types d'explosions dominées par les balistiques (type 1) sont associés à une plus grande proportion de matière stagnante peu profonde dans le mélange de magma. Nous proposons que l'addition d'un volume supplémentaire de ce matériel stagnant pousse la surface libre du plafond du magma vers le haut. En raison du grand volume de matériel disponible pour l'entraînement dans une explosion de type 1, qui doit fragmenter à travers un bouchon épais de matériel dégazé, les événements de type 1 ont tendance à être riches en particules. En revanche, les explosions moins spectaculaires, (type 0) riche en gaz, ont peu de matériel à entraîner, et ils sont ainsi pauvres en lapilli et bombes. Ce travail est un exemple d'une collaboration étroite entre la volcanologie et la géochimie au Laboratoire Magmas et Volcans.

Références

- Andronico D., Corsaro R.-A., Cristaldi A., Polacci M., 2008. Characterizing high energy explosive eruptions at Stromboli volcano using multi-disciplinary data: an example from the 9 January 2005 explosion. *J Volcanol Geotherm Res* 176:541–550. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.05.011
- Andronico D., Taddeucci J., Cristaldi A., Miraglia M., Scarlato P.-G., Gaeta M., 2013a. The 15 March 2007 paroxysm of Stromboli: video-image analysis, and textural and compositional features of the erupted deposit. *Bull Volcanol* 75:733. Doi:10.1007/s00445-013-0733-2
- Andronico D., Lo Castro M.-D., Sciotto M., Spina L., 2013b. The 2010 ash emissions at the summit craters of Mt Etna: relationship with seismo-acoustic signals. *J Geophys Res Solid Earth* 118. Doi: 10.1029/2012JB009895
- Andronico D., Scollo S., Lo Castro M.-D., Cristaldi A., Lodato L., Taddeucci I., 2014. Eruption dynamics and tephra dispersal from the 24 November 2006 paroxysm at South-East Crater, Mt Etna, Italy. *J Volcanol Geotherm Res* 274:78-91

- Barberi F., Rosi M., Sodi A., 1993. Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data. *Acta Vulcanol.*, v. 3, pp. 173-187.
- Bertagnini A., Coltelli M., Landi P., Pompilio M., Rosi M., 1999. Violent explosions yield new insights into dynamics of Stromboli volcano. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 80(52), pp. 633-636.
- Bertagnini A., Métrich N., Francalanci L., Landi P., Tommasini S., Conticelli S., 2008. Volcanology and magma geochemistry of the present-day activity: constraints on the feeding system. In: Calvari S., Inguaggiato S., Puglisi G., Ripepe M. & Rosi M. (eds) *Learning from Stromboli*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 182, pp. 19-38.
- Blackburn E.-A., Wilson L. Sparks R.S.J., 1976. Mechanisms and dynamics of Strombolian activity. *J Geol Soc Lond* 132:429-440.
- Burton M., Allard P., Murè F. A., 2007b. Magmatic Gas Composition Reveals the Source Depth of Slug-driven Strombolian Activity. *Science*. 317, 227, doi: 10.1126/science.1141900.
- Cashman K.-V., 1988. Crystallization of Mount St. Helens 1980 – 1986 Dacite : A quantitative textural approach. *Bulletin of volcanology.*, 50 : 194 – 209.
- Cashman K.-V., 1992. Groundmass crystallization of Mount St. Helens dacite, 1980-1986 : a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contribution to mineralogy and petrology.*, 1009 : 431-449.
- Cashman K.-V., Mangan M.-T., 1994, Physical aspects of magmatic degassing II: Constraints on vesiculation processes from textural studies of eruptive products, in *Volatiles in Magmas*, ed M. Carroll, pp. 447-478, Min Soc Am, Washington, D. C.
- Cheng H.-C. and Lemlich R., 1983. Errors in measurement of bubble size distribution in foam. *Ind. Eng. Chem. Fundam.*, 22: 105-109.
- Chouet B., Hamisevicz N., McGetchin T.-R., 1974. Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy. *J Geophys Res* 79, pp. 4961-4976.
- Colò L., Ripepe M., Baker D.-R., Polacci M., 2010. Magma vesiculation and infrasonic activity at Stromboli open conduit volcano. *Earth Planet Sci Lett*, 292:274-280.
- Colò L., 2012. Study of vesiculation in basalt magma through volcanological, textural and geophysical analyses : the case study of Stromboli. *Dottorato di ricerca in scienze della terra*. Università degli Studi di Firenze. 210 p.
- D'Oriano C., Poggianti E., Bertagnini A., Cioni R., Landi P., Polacci M., Rosi M., 2005. Changes in eruptive style during the A. D. 1538 Monte Nuovo eruption (Phlegrean Fields, Italy) : The role of syn-eruptive crystallization. *Bull. Volcanolo.* 67, 601-621.
- De Rosa R., Donato P., Gioncada A., Masetti M., Santacroce R. 2003a. The Monte Guardì eruption (Lipari, Aeolian Islands) : and example of a reversely zoned magma mixing sequence. *Bull. Volcanol.* 65, 530-543.
- Di Carlo I., Pichavant M., Rotolo S.-G., Scaillet B. 2006. Experimental Crystallization of a High-K Arc Basalt: the Golden Pumice, Stromboli Volcano (Italy) *J. Petrology*.
- Dozier J., 1981. A method for satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution. *Remote Sensing of Environment* 11, 221-229.
- Finizola A., Sortino F., Lenat J.-F., Valenza M., 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO₂ surveys. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 116, 1-18.
- Ford C.-E., Russell D.-G., Craven J.-A., Fisk M.-R., 1983. Olivine-Liquid Equilibria: Temperature, Pressure and Composition Dependence of the Crystal/Liquid Cation Partition Coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn. *J. Petrology*, 24(3): 256-266.
- Gardner J.-E., Thomas R.M.E. Jaupart C., Tait S., 1996. Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.* 58, 144-162.

Gonnermann H.-M., Manga M., 2005. Nonequilibrium magma degassing results from modeling of the ca. 1340 AD eruption of Mono Craters, California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 238(1-2),1-16.

Gurioli L., Harris A.J.L., Houghton B.-F., Polacci M., Ripepe M., 2008. Textural and geophysical characterization of explosive basaltic activity at Villarica volcano. *J Geophys Res.*

Gurioli L., Harris A.J.L., Colò L., Bernard J., Favalli M., Ripepe M., Andronico D., 2013). Classification, landing distribution and associated flight parameters for a bomb field emplaced during a single major explosion at Stromboli, Italy. *Geology* 41(5):559–562. doi:10.1130/G33967.1

Gurioli L., Colo' L., Bollasina A.-J., Harris A.J.L., Whittington A., Ripepe M., 2014. Dynamics of strombolian explosions: inferences from inferences from field and laboratory studies of erupted bombs from Stromboli volcano. *J Geophys Res* 119:319-345. doi:10.1002/2013JB010355

Harris A. & Ripepe M., 2007. Synergy of multiple geophysical approaches to unravel explosive eruption conduit and source dynamics – A case study from Stromboli. *Chemie der Erde - Geochemistry*, v. 67, Issue 1, pp. 1-35.

Harris J.L.A., Ripepe M., Hughes E.A., 2012., Detailed analysis of particle launch velocities, size distributions and gas densities during normal explosions at Stromboli. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. ISSN 0377 – 0273.

Harris A.J.L. & Stevenson D.-S., 1997. Magma budgets and steady-state activity of Vulcano and Stromboli volcanoes. *Geophys. Res. Lett.* 24, pp. 1043-1046.

Higgins M.-D., 2000. Measurements of crystal size distributions, *Am. Mineral.*, 85, 1105-1116.

Houghton B.F. & Wilson C.J.N., 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, v. 51, pp. 451-462.

Jaupart C., Vergnolle S., 1988. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature* 331, pp. 58-60.

Klug C., Cashman K; V., 1996. Permeability development in vesiculating magmas : implications for fragmentation. *Bull. Volcanol.* 58, 87-100.

Klug C., Cashman K.-V., Bacon C., 2002. Structure and physical characteristics of pumice from the climatic eruption Mount Mazama (Crater Lake), Oregon. *Bull. Volcanol.* 64, 456-501.

Klug C. & Cashman, K.-V., 1994. Vesiculation of May 18, 1980. Mount St. Helens magma, *Geology*, v. 22, pp. 468-472.

Landi P., Marchetti E., La Felice S., Ripepe M., Rosi M., 2011. Integrated petrochemical and geophysical data reveals thermal distribution of the feeding conduits at Stromboli volcano, Italy. *Geophys Res Lett* 38:L08305.

Lautze N.-C., Houghton B.-F., 2005. Physical mingling of magma and complex eruption dynamics in the shallow conduit at Stromboli volcano, Italy. *Geology*, v. 33, n. 5, pp. 425-428.

Lautze N.-C., Houghton, B.F., 2007. Linking explosion intensity and magma rheology during 2002 at Stromboli volcano. *Bull. Volcanol.* 69, pp. 445-460.

Lautze N.-C., Houghton, B.F., 2008. Single explosions at Stromboli in 2002: Use of clast microtextures to map physical diversity across a fragmentation zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 170, pp. 262-268.

Lautze N., Taddeucci J., Andronico D., Houghton B., Niemeijer A., Scarlato P., 2013. Insights into explosion dynamics and the production of ash at Stromboli from samples collected in real-time, October 2009. In: Rose WI, Palma JL, Delgado Granados H, Varley N (eds) *Understanding open-vent volcanism and related hazards*, vol 498, Geological Society of America Special Paper., pp 125–139. doi:10.1130/2013.2498(08)

Leduc L., L. Gurioli, A. Harris, L. Colò and E.-F. Rose-Koga, 2015. Types and mechanisms of strombolian explosions: characterization of a gas-dominated explosion at Stromboli, *Bull Volcanol*, 77:8 DOI 10.1007/s00445-014-0888-5

Mangan M.-T., Cashman K.-V., Newman S., 1993. Vesiculation of basaltic magma during eruption. *Geology*, 21:157-160.

Marchetti E. & Ripepe M., 2005. Stability of the seismic source during effusive and explosive activity at Stromboli Volcano. *Geophys Res Lett* 32, L03307, 5p.

Métrich N., Bertagnini A., Di Muro A., 2010. Conditions of magma storage, degassing and ascent at Stromboli: new insights into the volcano plumbing system with inferences on the eruptive dynamics. *J Petrol* 51(3):603–626.
Morton, B. R., 1959. Forced plumes, *J. Fluid Mech.*, 5, 151-163.

Namiki A., Hatakeyama T., Toramaru A., Kurita K., Sumita I., 2003. Bubble size distribution in a convecting layer. *Geophys. Res. Lett.* 30, 15,1784.

Parfitt E.-A., 2004. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 134:131-144

Parfitt E.-A., Wilson L., 1995. Explosive volcanic eruptions - IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophys J Int* 121, pp. 226-232.

Patrick M.-R., Harris A.J.L, Ripepe M., Dehn J., Rothery D.A., Calvari S., 2007. Strombolian explosive styles and source conditions: insights from thermal (FLIR) video. *Bull. Volcanol.*, v 69, pp. 769-784.

Phillips J.-C., Lane S.-J., Lejeune A.-M., Hilton M., 1995. Gum rosin-acetone system as an analogue to the degassing behaviour of hydrated magmas. *Bull. Volcanol.* 57, 263-268.

Pistolesi M., Delle Donne D., Pioli L., Rosi M., Ripepe M., 2011. The 15 March 2007 explosive crisis at Stromboli volcano, Italy: assessing physical parameters through a multidisciplinary approach. *J Geophys Res* 116(B12). doi: 10.1029/2011JB008527

Polacci M., Papale P., Rosi M., 2001. Textural heterogeneities in pumices from the climactic eruption of Mount Pinatubo, 15 June 1991, and implication for magma ascent dynamics. *Bull Volcanol*, 63:83-97.

Polacci M., Baker D.-R., Bai L., Mancini L., 2007. Large vesicles record pathways of degassing at basaltic volcanoes. *Bull Volcanol*, v. 70, pp. 1023-1029.

Polacci M., Baker D.-R., Mancini L., Favretto S., Hill R.-J., 2009. Vesiculation in magmas from Stromboli and implications for normal Strombolian activity and paroxysmal explosions in basaltic systems. *J Geophys Res*, v. 114, B01206.

Ripepe M., Ciliberto S., Schiava M.-D., 2001. Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli. *J. Geoph. Res.* 106 : 8713-8727.

Ripepe M., Marchetti E., 2002. Array tracking of infrasonic sources at Stromboli volcano. *Geophys. Res. Lett.* 29, pp. 2076-2080.

Ripepe M., Rossi M., Saccorotti G., 1993. Image processing of explosive activity at Stromboli. *J Volcanol Geotherm Res* 54, pp. 335-351.

Rittmann A., 1931. Der Ausbruch des Stromboli am 11 september 1930. *Zeits. Vulkanol.* 14 : 47-77.

Roeder P.-L., Emslie R.-F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.

Rose-Koga, E.F., Koga, K., Schiano, P., and Le Voyer, M., 2012, Mantle source heterogeneity for South Tyrrhenian magmas revealed by Pb isotopes and halogen contents of olivine-hosted melt inclusions: *Chemical Geology*, v. 334, p. 266-279.

Rose-Koga, E.F., Koga, K.T., Hamada, M., H elouis, T., Whitehouse, M.J., and Shimizu, N., 2014. Volatile (F and Cl) concentrations in Iwate olivine-hosted melt inclusions indicating low-temperature subduction: Earth, Planets and Space, v. 66, no. 1, p. 81, doi: 10.1029/2000GL012558.

Rosi M., Bertagnini A., Landi P., 2000. Onset of the persistent activity at Stromboli Volcano (Italy). *Bull. Volcanol.*, v. 62, n. 4-5, pp. 294-300.

Rosi M., Bertagnini A., Harris A.J.L., Pioli L., Pistolesi M., Ripepe M., 2006. A case history of paroxysmal explosion at Stromboli: timing and dynamics of the April 5, 2003 event. *Earth Planet Sci Lett* 243:594-606

Rust A.-C., Manga M., 2002. Effects of bubble deformation on the viscosity of dilute suspensions. *J. Non-Newtonian Fluid Mech.* 104, 53-63.

Sahagian D.-L., Proussevitch A.-A., 1998. 3D particle size distributions from 2D observations: stereology for natural applications. *J Volcanol Geother Res* 84:173-196.

Shea T., Houghton B.-F., Gurioli L., Cashman K.-V., Hammer, J.E., Hobden, B.J., 2010. Textural studies of vesicles in volcanic rocks : An integrated methodology. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, v. 190, pp. 271-289.

Sigurdsson H., Houghton B., Rymer H., Stix J., McNutt S., 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press.

Taddeucci J., Scarlato P., Capponi A., Del Bello E., Cimarelli C., Palladino D.-M., Kueppers U., 2012. High-speed imaging of Strombolian explosions: the ejection velocity of pyroclasts. *J Geophys Res* 39: L02301. doi:10.1029/2011GL050404

Tinti S., Pagnoni F., Zaniboni F., Bortolucci E., 2003. Tsunami generation in Stromboli island and impact on the south-east Tyrrhenian coasts. *Nat. Hazards Earth Sys. Sci.*3, 299-309.

Toplis M.-J., 2005. The thermodynamics of iron magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149.

Toramaru A., 1990. Measurement of bubble size distributions in vesiculated rocks with implications for quantitative estimation of eruption processes. *J Volcanol Geother Res*, 43:71-90.

Turner J.-S., 1962. The starting plume in neutral surroundings. *Journal of Fluid Mechanics* 13, 356-368.

Turner J.-S., 1973. *Buoyancy effects in fluids*. Cambridge University Press, Cambridge.

Vergnolle S., Brandeis G., 1994. Origin of the sound generated by Strombolian explosions. *Geophys Res Lett* 21, pp. 1959-1962.

Wilson L., 1980. Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. *J Volcanol Geotherm Res* 8:297-313