Connaissances, surveillance, aléas et risques volcaniques : exemples de collaborations en Amérique du Sud

Julien BERNARD[1], Jean-Luc LE PENNEC[1-2], Silvana HIDALGO[3], Jean BATTAGLIA[1], Pablo SAMANIEGO[1]

[1]Laboratoire Magmas et Volcans, Université Clermont Auvergne, CNRS - IRD - OPGC - Aubière, France.
[2] Représentation IRD Équateur, Alemania N32-188 y Guayanas, Quito, Équateur
[3]Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara, Quito, Équateur

Résumé :

La côte ouest du continent Sud-américain fait partie de la célèbre ceinture de Feu du Pacifique, connue pour son activité volcanique et sismique très intense. La subduction de la plaque océanique sous la marge continentale Sud-américaine provoque, en surface, des éruptions volcaniques qui peuvent potentiellement affecter gravement les populations vivant dans les Andes (notamment au Chili, Pérou, Equateur et Colombie). Ces cordillères volcaniques sont étudiées depuis de nombreuses années par les chercheurs pour mieux comprendre comment fonctionnent les volcans, mieux les surveiller, et améliorer ainsi notre évaluation des risques associés, enjeu crucial du XXIème siècle.

Abstract:

The western coast of the South-American continent is part of the famous Pacific fire belt, well known for its intense volcanic and seismic activity. The subduction of the oceanic plate beneath the continental South-American margin causes volcanic eruptions which may potentially affect the Andean populations (notably in Chile, Peru, Ecuador and Colombia). These volcanic cordilleras are studied for many years by researchers to better understand how volcanoes work, better monitor them, and increase our evaluation of the associated risks, a critical issue of the XXIème century.

*

* *

I - Contexte et historique des recherches du LMV en Amérique du Sud

Les études sur les risques volcaniques se sont progressivement développées au LMV et font l'objet d'un axe de recherche spécifique au sein du laboratoire d'excellence ClerVolc (centre de recherche clermontois sur le volcanisme). Dans ce domaine, un chantier privilégié du LMV et de ClerVolc pour l'analyse et l'évaluation des risques associés au volcanisme explosif de subduction se situe dans les Andes où l'IRD avait implanté des programmes de recherche en coopération depuis plusieurs décennies.

L'Equateur, pays andin de 16 millions d'habitants localisé entre la Colombie et le Pérou, a très vite constitué une cible incontournable pour l'étude des risques volcaniques pour deux raisons. D'une part la densité de volcans dans l'arc y est exceptionnellement élevée : plus de quatre-vingts volcans quaternaires, dont une dizaine actifs à l'Holocène (et quatre éruptions en cours), sont dispersés sur quelques centaines de km du Nord au Sud (voir ce chapitre, section III, Hall *et al.*, 2008). D'autre part, des populations urbaines et rurales vulnérables se développent rapidement à proximité de plusieurs édifices volcaniques connus pour leur dangerosité (D'Ercole, 1996). Le déploiement des recherches du LMV et de ClerVolc dans ce pays a été stimulé -favorisé par l'implantation depuis 1994 d'un groupe de volcanologie de l'IRD qui avait conduit à la mise en place d'une Jeune Equipe Associée à l'IRD (« JEAI » de volcanologie en Equateur 2003-07), à la conduite d'un projet européen (2004-05) et plus récemment à la constitution d'un Laboratoire Mixte International (LMI « séismes et volcans dans les Andes du Nord » depuis 2012), parmi d'autres projets connexes de moindres ampleurs. Dans ce contexte, des recherches de haut niveau appliquées à l'identification et la modélisation des menaces volcaniques, à la surveillance volcanologique, et à l'analyse de l'impact sociétal des éruptions récentes ont été conduites pour accroitre la connaissance sur le risque associé, et pour produire les livrables attendus par les institutions partenaires, ainsi que par les autorités et les populations.

L'objectif de cette note est de donner un exemple concret de recherche partenariale appliquée à l'analyse du risque à proximité d'un volcan explosif actif nommé Tungurahua, situé à 120 km au Sud de Quito, capitale de l'Equateur. Cet exemple permet d'aborder diverses facettes de l'activité réalisée en coopération dans un pays en développement, en illustrant les aspects de recherche de terrain, de traitement de données et modélisation des aléas, de surveillance de l'activité volcanique, et d'études d'impact des éruptions sur les communautés alentours. Toutefois, avant de focaliser sur les méthodes et résultats de cette recherche, il nous semble utile de revenir sur quelques fondamentaux concernant les notions générales d'aléas et de risques volcaniques.

II - Problématique générale du risque et de la surveillance des édifices volcaniques

L'Humanité connaît une forte croissance démographique se traduisant par une exposition toujours plus grande des populations aux risques naturels, qui représentent un enjeu essentiel du XXIème siècle. Bien que plusieurs définitions existent, le concept global de risque naturel peut être décrit de manière synthétique par une équation à trois facteurs :

Risque Naturel = (Enjeu et Vulnérabilité) × Aléa

L'*Enjeu* représente le bien ou les personnes menacées en cas de phénomène naturel dangereux (Fig. 1). Il s'agit donc d'une zone géographique de taille et de nature variable, corrélée à la présence d'activités et/ou d'infrastructures humaines, mais aussi liée à la présence de sites culturels ou naturels exceptionnels. La *Vulnérabilité* est une notion plus difficile à définir, qui est généralement inclue dans la définition de l'enjeu, et qui décrit l'aptitude d'un enjeu à affronter ou à se remettre d'une catastrophe naturelle. Elle rassemble ainsi les concepts de résistance et de résilience du système (c'est-à-dire sa disposition à se rétablir et à retrouver un fonctionnement normal suite à une crise). Cette notion de vulnérabilité est ainsi spécifique à un lieu, une population, une culture ou un pays donné et évolue de plus dans le temps, en fonction par exemple des aménagements de protection réalisés.

L'*Aléa* concerne quant à lui le phénomène naturel proprement dit (Fig. 1) et décrit sa nature (typologie), sa magnitude, son intensité (type de phénomène, ampleur, fonctionnement et mode de mise en place), sa localisation (zone source et zone impactée) et sa fréquence (temps de récurrence). Afin de définir l'aléa, il est donc nécessaire de connaître en détail le phénomène naturel étudié, et notamment de pouvoir estimer quand, où et comment il est susceptible de se produire. Ces problématiques sont au cœur des préoccupations de nombreux chercheurs du LMV.

Les volcans rassemblent un nombre important d'aléas, qui représentent des phénomènes possédant des fonctionnements, des récurrences et des impacts variables. Les aléas directs, qui représentent les phénomènes liés à l'activité volcanique proprement dite, sont : 1) les retombées de cendre et de téphras (ex : Eyjafjallajökull, 2010, Islande ; Monts Dore en Auvergne), 2) les écoulements pyroclastiques (parfois appelés « nuées ardentes » ; ex : Montagne Pelée, 1902, Martinique, France ; Puy de Dôme), les coulées de boues (ou « lahars » ; ex : Nevado del Ruiz, 1985, Colombie ; Monts Dore et Cantal), les avalanches de débris (ex : Mont Saint-Helens, 1980, USA ; Cantal), les coulées de lave (ex : Piton de la Fournaise, 2006, La Réunion, France ; La Vache et Lassolas), les projections balistiques (bombes et blocs ;

ex : Sakurajima, 2016, Japon ; Pariou), les gaz (ex : Nyos, 1986, Cameroun) et les tsunamis (ou raz-de-marée) d'origine volcanique (ex : Krakatau, 1883, Indonésie).

Un volet important de la volcanologie moderne est donc d'étudier les différents aléas volcaniques, dans le but de mieux les comprendre et – idéalement – les modéliser, afin d'estimer l'impact de futurs évènements. Les éruptions volcaniques, bien que possédant une récurrence plus faible que certains phénomènes météorologiques, sont en effet capables d'infliger de lourds dégâts sur des zones géographiques étendues, pouvant aller jusqu'à l'échelle du continent (comme l'a par exemple montré l'éruption du volcan islandais Eyjafjallajökull, qui a paralysé la quasi-totalité de l'espace aérien européen en 2010). Les éruptions volcaniques peuvent aussi parfois entraîner d'importantes pertes humaines : les éruptions du Nevado del Ruiz en 1985 et de la Montagne Pelée en 1902 évoquées plus haut ont par exemple fait respectivement 25 000 et 30 000 morts (Auker *et al.*, 2013). De plus, il n'existe à l'heure actuelle que peu de parades face à la plupart des aléas volcanologiques. Bien que des tentatives aient été faites dans de rares cas pour détourner des coulées de lave (Barberi *et al.*, 1993), et que des ouvrages de protection contre les lahars (ex : Lavigne *et al.*, 2000) aient été réalisés sur certains volcans (notamment dans les pays développés et/ou à très fort enjeu, par exemple les USA, le Japon ou l'Indonésie), l'Homme se trouve généralement démuni contre le risque volcanique. Seule l'évacuation préventive des populations se révèle ainsi être efficace en cas de crise sévère. Ces évacuations, qui sont décidées par les autorités compétentes, reposent à la fois sur des cartes d'aléas et sur les données issues de la surveillance des volcans actifs.

Les cartes d'aléas sont un des documents de base de l'évaluation du risque volcanique. En utilisant un code couleur simple, elles indiquent la nature et l'importance des menaces, ainsi que les secteurs potentiellement impactés (Fig. 1). Ces cartes d'aléa, définies par les volcanologues, sont mises à disposition des autorités et des populations afin que ces dernières puissent mettre en place les plans de prévention et d'évacuation adéquats. La gestion du risque volcanique dans sa globalité relève donc d'un processus de concertation entre les scientifiques, les décideurs et les populations, au sein duquel les volcanologues jouent un rôle central.

Afin de connaître l'aléa associé à un édifice donné, il est tout d'abord primordial de connaître son histoire éruptive : le principe de base étant que ce qui a déjà eu lieu dans le passé a de fortes chances de se reproduire dans le futur. Les différentes couches et produits accumulés au cours du temps autour d'un volcan nous renseignent en effet sur son style éruptif et donc sur les menaces associées, ainsi que sur les zones susceptibles

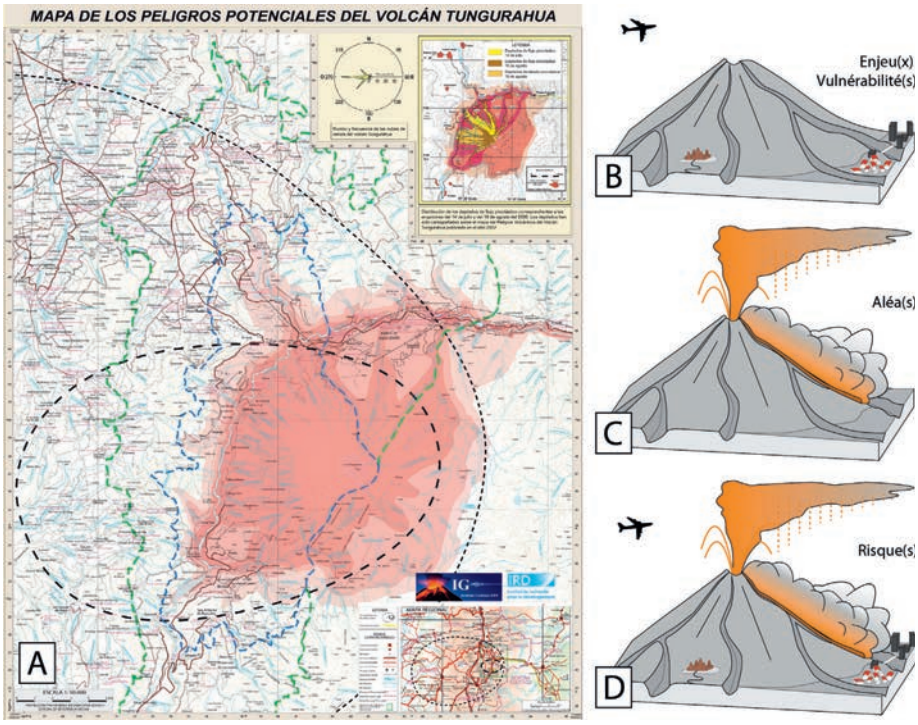

Figure 1 : (A) Exemple de carte d'aléa pour le volcan Tungurahua, situé en Équateur, d'après Samaniego et al., 2008 (IG-EPN/IRD). (B) Illustration des concepts d'enjeu et de vulnérabilité, (C) d'aléa et (D) de risque volcanique. Les enjeux (ville, bien culturel, bien naturel, trafic aérien, etc), aussi bien que les aléas (Retombées de cendre, balistiques, coulées de lave, écoulements pyroclastiques, lahars, etc) peuvent être très divers.

d'être affectées. Par exemple, si l'on retrouve des dépôts récents de « *nuées ardentes* » sur un site au pied d'un volcan, il y a de fortes probabilités que cette zone soit affectée de nouveau par ce type de phénomène en cas de future éruption. L'étude des dépôts et de l'histoire d'un volcan permet donc de définir des scénarii éruptifs décrivant à la fois le type d'éruption et sa taille (généralement appelée magnitude). Ce genre d'étude, qui repose sur des travaux de terrain intensifs, permet également de définir la fréquence des éruptions : en datant les différentes strates présentes (par exemple en utilisant le ^{14}C pour des dépôts de *nuées ardentes* contenant des fragments de végétation carbonisés), il est possible de déterminer la fréquence éruptive du volcan, et donc d'estimer un temps de récurrence pour le phénomène étudié (ex : Le Pennec *et al.*, 2016).

Une fois les scénarii éruptifs définis, les magnitudes estimées et la fréquence des éruptions connue, l'étape suivante de l'élaboration de cartes d'aléas est de modéliser les différents phénomènes afin d'évaluer les zones potentiellement impactées en cas de nouvelle éruption. Avec le développement des moyens informatiques, la modélisation numérique représente ainsi aujourd'hui une branche importante de la volcanologie

(Roche *et al.*, 2013a). Ces simulations sont fortement dépendantes des connaissances actuelles de la communauté scientifique au sujet des différents aléas, et sont donc susceptibles d'évoluer dans le temps en fonction des nouvelles découvertes. Un code numérique (baptisé VolcFlow, http://lmv.univ-bpclermont.fr/volcflow/), qui permet de simuler la mise en place de divers écoulements d'origine volcanique a notamment été développé au LMV (Kelfoun et Druitt, 2005 ; Kelfoun *et al.*, 2009 ; Kelfoun, 2011). VolcFlow est aujourd'hui utilisé dans de nombreux instituts à travers le monde pour estimer les zones impactées par les écoulements pyroclastiques, les avalanches de débris, les lahars ou les tsunamis d'origine volcanique et aider ainsi à produire des cartes d'aléas.

L'autre point important de la prévention et de la gestion du risque volcanique au sens large est la surveillance des édifices, que ce soit sur des édifices calmes ou en temps de crise. Le réveil d'un volcan est en effet généralement accompagné de signaux géophysiques précurseurs liés à la remontée du magma vers la surface. Ces signaux prennent des formes diverses en fonction de leur origine et ne sont pas présents systématiquement sur tous les édifices, ce qui rend leur surveillance particulièrement complexe. Les signaux les plus communs sont la sismicité, la présence de grande quantités de gaz d'origine magmatique, une déformation de l'édifice tel qu'un gonflement (même minime) du volcan, des anomalies thermiques ou des variations de masse en profondeur. De manière importante, seule une vision globale de ces différentes données permet d'avoir une idée précise de l'état interne du volcan, ce qui implique que les équipes en charge de la surveillance possèdent des compétences complémentaires et étendues. Pour détecter ces différents signaux, il est bien évidemment nécessaire de disposer d'un réseau complet de capteurs tout autour du volcan et de mettre en place une maintenance efficace, ce qui est en grande partie tributaire du contexte économique et politique des pays concernés.

III - L'Équateur, un laboratoire naturel au volcanisme exceptionnel

L'Équateur est l'un des pays au monde qui possède la plus forte concentration de volcans, avec plus de 80 édifices regroupés dans une bande Nord-Sud de 300 × 100 kilomètres (Fig. 2). Ces volcans se répartissent le long de deux Cordillères (Occidentale à l'Ouest, et Réal ou Orientale à l'Est) possédant une altitude moyenne de 3500-4000 m, et encadrant la vallée inter-andine (≈2000 m) qui concentre une grande partie de la population (dont la capitale Quito, Fig. 2), des activités économiques et des voies de communications vitales (telle que la via Panaméricaine) du pays. Les enjeux exposés aux aléas volcaniques sont donc très importants

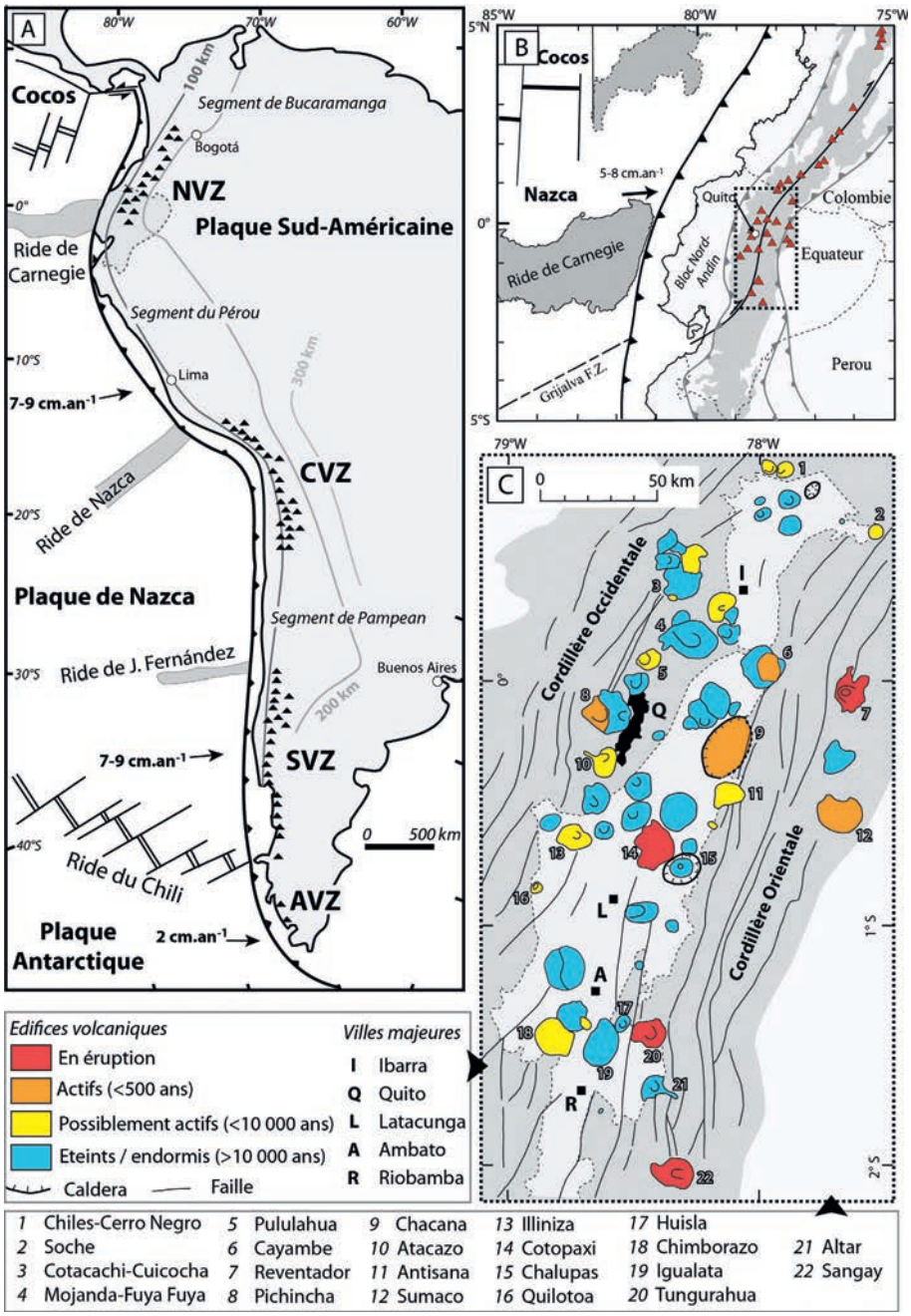

Figure 2 : (A) Géodynamique simplifiée de la marge active Sud-américaine. NVZ = Zone Volcanique Nord, CVZ = Centrale, SVZ = Sud et AVZ = Australe. Les lignes d'iso-profondeur désignent la profondeur de la plaque plongeante. Figure modifiée d'après Stern (2004). (B) Contexte géodynamique en Équateur. Les principaux centres éruptifs de la région sont indiqués par des triangles. La zone grisée sur le continent indique les reliefs andins supérieurs à 2000 m d'altitude. Figure modifiée d'après Gutscher et al., 1999. (C) Principaux édifices volcaniques équatoriens. Le code couleur est établi en fonction de la date de la dernière éruption connue. En rouge, les volcans en éruption au 1er février 2016. En gris clair, la vallée inter-andine. Figure modifiée d'après Hall et al. (2008) et Bernard et Andrade (2011).

en Équateur, ce qui fait de ce pays d'Amérique latine l'un des plus sensibles au risque volcanique à l'échelle du globe. Il est donc crucial de comprendre les mécanismes responsables du volcanisme équatorien et de son évolution au cours du temps afin d'anticiper les aléas associés, ce qui va être présenté dans la suite de cette section.

La grande majorité des volcans équatoriens sont des stratovolcans, c'est-à-dire des édifices qui se construisent par accumulation successive de couches (ou strates) au cours du temps, sur des périodes généralement comprises entre plusieurs dizaines ou centaines de milliers d'années (1,5 million au maximum). Ces stratovolcans sont ainsi le siège d'un nombre très important d'éruptions au cours de leur évolution, entrecoupées de périodes de repos plus ou moins longues. A l'heure actuelle (2016), 13 volcans équatoriens sont considérés comme potentiellement actifs (c'est-à-dire ayant eu une éruption dans les 10 000 dernières années), 8 ont connu une activité historique depuis la conquête espagnole (en 1533) dont le Pichincha (en 1999) sur les flancs duquel est situé la capitale équatorienne Quito, et 4 sont en éruption (le Sangay, le Tungurahua, le Cotopaxi et le Reventador, voir Fig. 2).

Si l'Équateur est un site unique de par sa concentration exceptionnelle de volcans, il l'est aussi par la diversité pétrologique et géochimique des magmas présents. Cette diversité de composition des magmas équatoriens, qui est directement liée aux conditions dans lesquelles ils se forment contrôle en grande partie le comportement éruptif des volcans, et donc la menace associée. Il est ainsi essentiel de comprendre les processus qui déterminent la genèse et l'évolution des magmas, de manière à mieux appréhender le type et la puissance des éruptions futures.

Le volcanisme des Iles Galápagos, portées par la plaque tectonique océanique de Nazca, doit son existence à la présence d'un point chaud (c'est-à-dire d'un panache possédant de profondes racines dans le manteau terrestre) atypique au sein d'un environnement tectonique complexe (O'Connor *et al.*, 2007). La totalité des volcans d'Equateur continental doivent leur existence à la subduction andine. La plaque tectonique de Nazca, dense et froide, s'enfonce en effet sous le continent Sud-Américain au rythme élevé de quelques centimètres par an (5 à 8 $cm.an^{-1}$; Nocquet *et al.*, 2014) : c'est la subduction. En se réchauffant, la plaque plongeante libère les fluides qu'elle contient, qui vont percoler dans le manteau terrestre, abaisser la température de fusion de ce dernier et entrainer la production de liquide magmatique vers 100 km de profondeur (Fig. 3). Plus légers que le milieu environnant, ces magmas vont migrer vers la surface et évoluer au cours de leur remontée. En fonction de l'apport en fluide issu de la plaque plongeante, de la profondeur à laquelle se produit la fusion, du taux de fusion (seulement quelques pourcents en général),

et du taux de contamination crustale (Schiano *et al.*, 2010), les magmas produits auront une composition chimique différente. L'analyse au LMV d'échantillons récoltés sur les volcans équatoriens permet de déterminer leurs teneurs en éléments chimiques majeurs (dominants dans les magmas) et en trace (peu abondants), ainsi que sur leurs signatures isotopiques, qui donnent de précieux renseignement sur leur mode de formation. Ces données, couplées à des modélisations pétrologiques, géochimiques et à des expériences au laboratoire ont permis de comprendre les processus complexes se produisant dans les profondeurs de la Terre et donnant naissance aux magmas équatoriens.

L'une des particularités de la marge active andine est la présence d'une chaine de montagnes sous-marines, appelée « ride de Carnegie », qui entre en subduction au niveau de l'Équateur depuis quelques millions d'années (Gutscher *et al.*, 1999). Une fois dans le manteau terrestre, cette aspérité augmente la flottabilité de la croûte océanique et modifie la géométrie de la zone de subduction, conférant un pendage plus faible à la plaque plongeante (Fig. 3). Des chercheurs du LMV ont montré que ces changements entraînent un réchauffement inhabituel de la plaque océanique en subduction, qui rendent possible la fusion partielle d'une partie cette dernière. Les liquides alors produits interagissent avec le manteau terrestre environnant et donnent naissance à des magmas adakitiques (Martin *et al.*, 2014). Ces roches particulières semblent être des analogues actuels de phénomènes magmatiques cruciaux du début de l'Histoire de la Terre (à une période appelée Archéen, entre 4 et 2,5 milliards d'années) ayant engendré la formation des premiers continents (Martin *et al.*, 2014). D'autres travaux insistent sur l'effet dopant de l'entrée en Subduction de la ride de Carnegie sur la production de magma. Les taux d'émission de magma calculés sur les volcans équatoriens, comme par exemple au Tungurahua (Hall *et al.*, 1999), au Pichincha (Robin *et al.*, 2010), au Cayambe (Samaniego *et al.*, 2005), ou à l'Imbabura (Le Pennec *et al.*, 2011) sont compris entre 0,13 et 2,2 $km^3.ka^{-1}$ et sont significativement au-dessus de la moyenne des taux de productions pour des arcs volcaniques similaires ailleurs sur Terre (entre 0,05 et 0,20 $km^3.ka^{-1}$, Martin *et al.*, 2014). Il est même possible de montrer que certains édifices volcaniques équatoriens ont enregistré l'entrée en subduction de la ride de Carnegie, en émettant au cours du temps des laves qui évoluent depuis un pôle calco-alcalin de subduction « typique » vers des signatures chimiques adakitiques (Schiano *et al.*, 2010 ; Martin *et al.*, 2014). C'est par exemple le cas des volcans Antisana (Bourdon *et al.*, 2002), Cayambe (Samaniego *et al.*, 2002 ; 2005), Iliniza (Hidalgo *et al.*, 2007), Atacazo (Hidalgo, 2006), ou Mojanda-Fuya Fuya (Robin *et al.*, 2009).

La répartition des différents types de magmas en Equateur n'est ainsi donc pas aléatoire, et suit à la fois une logique temporelle et spatiale

(Fig. 3). La cordillère Occidentale (qui correspond à l'arc frontal de la subduction, Fig. 3) est en effet caractérisée par l'émission de magmas visqueux enrichis en silice de type andésitiques acide à dacitique (60-66 % SiO_2, 0,9-1,5 % K_2O ; Hall et al., 2008), ce qui se traduit par des éruptions et un volcanisme potentiellement très explosif comme par exemple au Pululahua (Papale et Rosi, 1993, Andrade *et al.*, 2007) à l'Atacazo-Ninahuilca (Hidalgo *et al.*, 2008), au Cuichocha (von Hillebrandt et Hall, 1988), au Chachimbiro (Bernard *et al.*, 2014a) au Quilotoa (Hall and Mothes, 2008) ou au Pichincha (Robin *et al.*, 2008). La cordillère Orientale héberge quant à elle des volcans andésitiques (56-61 % SiO_2, 1-2 % K_2O ; Hall *et al.*, 2008), émettant des laves moins visqueuses associées à une explosivité modérée comparée à celle de la cordillère Occidentale (ex : Cotopaxi, El Reventador, Tungurahua). En contrepartie, les volcans de la cordillère Orientale sont plus fréquemment actifs que ceux de la Cordillère Occidentale. Les édifices de la vallée Inter-Andine, situés entre les deux Cordillères, sont quant à eux composés de laves andésitiques (57-60 % SiO_2, 0,7-1 % K_2O ; Hall *et al.*, 2008) et représenteraient un premier stade magmatique ayant ensuite migré vers l'Est et la Cordillère Orientale. Enfin, un volcanisme d'arrière-arc semble se développer au niveau de l'Amazonie (Fig. 3).

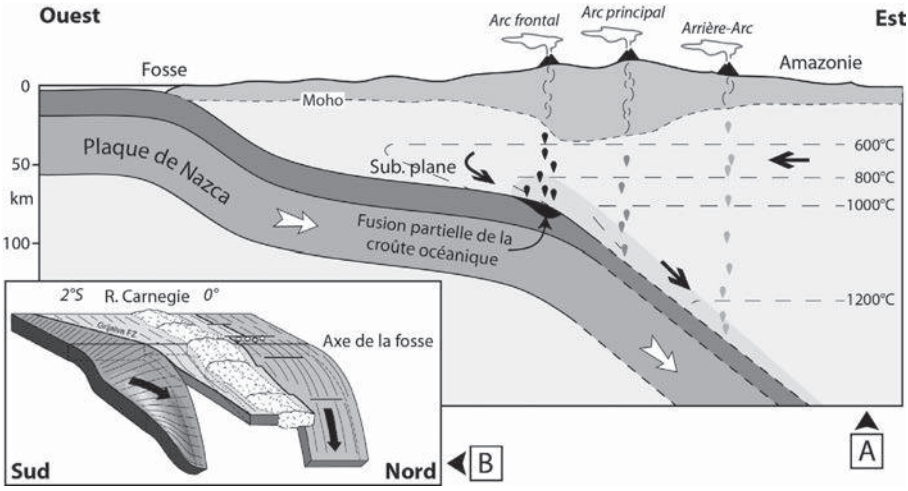

Figure 3 : (A) Modèle pétrogénétique synthétique de la marge active équatorienne expliquant la présence des différents arcs et leur composition chimique particulière (d'après Bourdon et *al.,* 2003). (B) Vue 3D du modèle de subduction plane de la ride de Carnegie (modifié d'après Gutscher et *al.,* 1999).

Ces études mettent ainsi en évidence le lien génétique entre la géodynamique générale d'une région donnée et la réponse spatiale et temporelle du magmatisme et du volcanisme. La concentration exceptionnelle de volcans en Equateur semble ainsi être le marqueur direct de l'entrée en subduction de la plaque de Nazca, puis de la ride de Carnegie portée par cette dernière. Les travaux des chercheurs du LMV ont ainsi

permis de faire le lien entre la pétrologie, géochimie des laves émises par les volcans, la fréquence et le type d'éruptions volcaniques associées, ce qui se révèle être primordial pour la connaissance de et la définition de la menace.

IV - La recherche en volcanologie appliqué à la gestion du risque : quelques exemples au Tungurahua (Équateur)

1 - Vers une meilleure connaissance des aléas : la capacité érosive des écoulements pyroclastiques

Les *courants de densité pyroclastiques* (ou PDCs pour Pyroclastic Density Currents en anglais), autrefois appelés « *nuées ardentes* », sont des mélanges de particules et de gaz à haute température dévalant les flancs des volcans au cours d'éruptions explosives. Ces courants sont généralement composés d'une partie dense, cantonnée au fond des vallées, et d'une partie turbulente et diluée capable de franchir des obstacles topographiques importants (Roche *et al.*, 2013a). La partie dense est désignée sous le terme d'écoulement pyroclastique tandis que la partie diluée correspond aux *déferlantes pyroclastiques*. Un nuage co-pyroclastique formé des particules les plus fines entrainées par l'air chaud ascendant accompagne presque systématiquement la mise en place des PDCs (ex : Engwell et Eychenne, 2016).

Ces courants de densité pyroclastiques sont capables de se propager à grande vitesse (>100 km/h) sur des distances importantes (des dizaines de kilomètres), et représentent l'aléa volcanique le plus meurtrier du XXème siècle (Auker *et al.*, 2013). L'évacuation préventive des populations menacées reste aujourd'hui la seule parade face à ces phénomènes. Ces évacuations décidées par les autorités compétentes, sont en grande partie basées sur les cartes d'aléa comme discuté précédemment, qui délimitent les zones potentiellement impactées par les écoulements en cas d'éruption. La réalisation de cartes d'aléas précises implique *1)* de comprendre dans le détail le fonctionnement du phénomène naturel étudié et *2)* d'être capable de reproduire son comportement.

Cependant, malgré de récents progrès dans nos connaissances des écoulements pyroclastiques, notamment grâce à l'apport d'expériences analogiques menées au LMV (Roche *et al.*, 2013b ; Chedeville et Roche, 2014), leur étonnante mobilité reste encore mal comprise à l'heure actuelle. Des études suggèrent que des quantités non-négligeables de matériaux « non-juvéniles » (plus anciens que l'éruption et recyclés par les nuées ardentes, par opposition aux produits « juvéniles » correspondant au magma émis lors de de l'éruption) sont érodées puis incorporées par les écoulements pyroclastiques au cours de leur mise en place. Ces mécanismes d'érosion/

incorporation pourraient avoir un impact important sur le comportement des écoulements et donc se révéler être cruciaux pour la définition de l'aléa associé. Or, la nature même du phénomène et sa dangerosité font qu'il est impossible d'obtenir des mesures directes de ces paramètres pendant la mise en place des écoulements pyroclastiques. Les dépôts laissés par ces derniers se révèlent ainsi être une source précieuse d'information, et donnent un accès privilégié aux mécanismes à l'œuvre pendant leur mise en place.

Des travaux de terrain couplés à des analyses en laboratoire, menés par des chercheurs du LMV, ont ainsi pour la première fois permis de quantifier les proportions de matière non-juvénile présente dans des dépôts d'écoulements pyroclastiques, et ainsi de déterminer leur capacité érosive (Bernard *et al.*, 2014b). Dans un second temps, et afin de mieux cerner les propriétés encore largement méconnues des nuées ardentes érosives, des modélisations numériques ont été réalisées afin de tester de manière dynamique le comportement de tels phénomènes. Cette démarche permet ainsi de simuler de futurs écoulements pyroclastiques érosifs et donc d'améliorer l'évaluation de l'aléa associé.

La cible principale de cette étude est le volcan Tungurahua (Fig. 2). Cet édifice a en effet été le siège d'une importante éruption paroxysmale en Août 2006, accompagné de la mise en place d'écoulements pyroclastiques scoriacés sur toute la moitié Ouest de l'édifice (Fig. 4). Les produits associés présentent l'avantage d'être constitués de fragments juvéniles et non-juvéniles facilement identifiables (Fig. 4), ce qui est très rare pour ce genre de dépôts. Cette particularité exceptionnelle permet de déterminer avec confiance l'origine des fragments présents dans les dépôts et de quantifier ainsi avec une haute résolution les proportions de matériel non-juvénile incorporé par les écoulements au cours de leur mise en place.

Une méthodologie originale et novatrice, basée sur l'analyse d'images haute résolution des dépôts couplés à des techniques de déconvolution 2D–3D des données a ainsi pu être développée dans le cadre de cette étude pour caractériser avec une grande précision (< 5 %) les proportions des différents constituants lithologiques des dépôts. Un échantillonnage des produits le long du flanc du volcan), depuis le point où la sédimentation des écoulements semble débuter (à 3 300 m d'altitude) jusqu'à la base de l'édifice (à 1800 m d'altitude), permet de mettre en lumière les variations latérales de faciès des dépôts (c'est-à-dire leur évolution de la granulométrie, de la composition lithologique et d'autres structures avec la distance au cratère). Ces données sont d'une grande utilité pour identifier la source des produits érodés et estimer l'intensité de l'érosion associée à la mise en place des écoulements pyroclastiques.

Les résultats de cette étude montrent que près de 40 à 50 % de la masse totale des dépôts d'écoulements pyroclastiques est composée de matériel

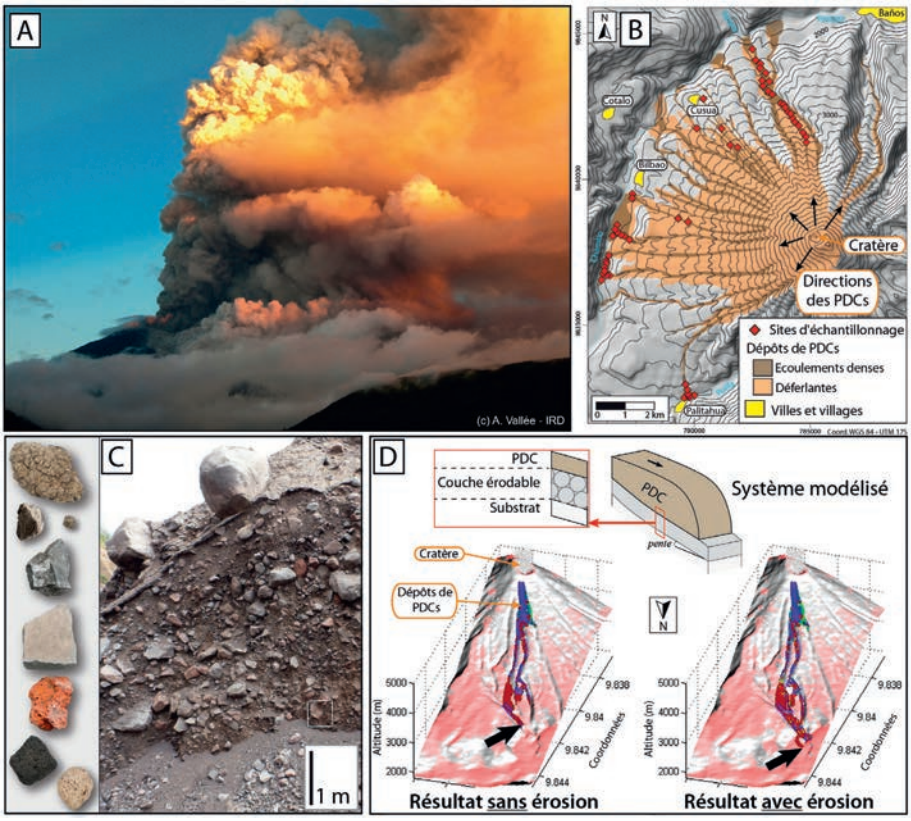

Figure 4 : (A) Photographie du paroxysme de Juillet 2006 vu depuis le Nord-Ouest (panache éruptif et écoulements pyroclastiques). Image A. Vallée – IRD. (B) Carte des dépôts d'écoulements et de déferlantes pyroclastiques mis en place pendant l'éruption de Août 2006 du Tungurahua. Le terme « PDC » désigne les courants de densité pyroclastiques (Pyroclastic Density Currents en anglais, voir texte). (C) Exemple typique de dépôt d'écoulement pyroclastique du Tungurahua et détail des 7 familles de clastes présents. (D) Système modélisé et résultats de simulations numériques d'écoulements pyroclastiques avec et sans érosion. L'érosion s'accompagne d'une augmentation de la distance de parcours des écoulements.

non-juvénile incorporé pendant la mise en place (Bernard *et al.*, 2014b), ce qui souligne leur pouvoir érosif très élevé. Ces travaux ont de plus montré que l'érosion se produit principalement sur les parties hautes du volcan (> 3500 m d'altitude), là où les pentes sont fortes (> 25°), et où la matière incorporée possède une énergie potentielle importante. Il est donc probable qu'une partie de l'exceptionnelle mobilité des écoulements pyroclastiques soit due à leur importante capacité érosive, ce qui met en lumière le rôle crucial de l'érosion dans la dynamique des écoulements étudiés.

Ces données quantitatives ont par la suite été utilisées pour définir et calibrer des équations d'érosion théoriques développées dans le cadre de ces travaux et applicables à la thématique des écoulements pyroclastiques érosifs. Une fois intégrées au code numérique VolcFlow (Kelfoun et Druitt, 2005), ces équations ont permis de tester différents cas d'écoulements

érosifs, et de mettre en évidence pour la première fois l'impact de l'érosion sur le comportement des nuées ardentes étudiées. VolcFlow présente l'avantage de pourvoir simuler des écoulements possédant des rhéologies variées (Kelfoun *et al.*, 2009 ; Kelfoun, 2011), et permet donc de tester différentes hypothèses quant au comportement physique de ces derniers. Cet outil s'avère de plus être un puissant appui lors de la réalisation de cartes d'aléas, et permet de modéliser de nombreux scénarii éruptifs. Dans ce contexte il est utilisé de manière routinière dans de nombreux pays et instituts en charge de la surveillance des volcans à travers le monde, et notamment au sein de l'IG-EPN.

Les simulations numériques d'écoulements pyroclastiques érosifs (Fig. 4) montrent que la rhéologie Plastique (i.e. où le cisaillement à la base de l'écoulement est constant quelle que soit son épaisseur) est la plus à même de reproduire la dynamique et les dépôts naturels observés lors de l'éruption de 2006 du Tungurahua. De manière intéressante, la rhéologie Coulomb (ou frictionnelle, i.e. où l'expression du cisaillement à la base de l'écoulement dépend de la valeur de l'angle de repos du matériel granulaire qui le compose) communément invoquée pour décrire le comportement de matériaux granulaires en mouvement, ne réussit pas à reproduire la dynamique et les dépôts d'écoulements pyroclastiques de 2006 du Tungurahua.

Les résultats numériques dynamiques montrent que la capacité érosive des écoulements pyroclastique est liée à des variations temporelles et spatiales de leur épaisseur au cours de la mise en place. La succession de phases d'accélération et de décélération de pulses de matière possédant une rhéologie macroscopique plastique se traduit par des écoulements possédant un front fortement frictionnel et érosif, poussé par un corps plus épais et non-érosif. Ce mécanisme complexe d'érosion / entrainement s'avère être capable de reproduire fidèlement les caractéristiques naturelles des écoulements pyroclastiques mis en place lors du paroxysme de 2006 du Tungurahua, à la fois en termes de proportions de matériel entrainé (40-50 % dans nos simulations), de vitesses et de distances de parcours.

Traduits en termes d'aléas, les résultats de cette étude indiquent que la capacité érosive des écoulements pyroclastiques s'accompagne d'un accroissement significatif de leur mobilité (de l'ordre de 10-30 %), et donc de la menace associée (Bernard *et al.*, 2014b). Ces travaux démontrent ainsi l'importance de prendre en compte l'érosion lors de la définition de l'aléa, et soulignent l'intérêt de réaliser de plus amples études sur le sujet encore peu étudié de la capacité érosive des écoulements pyroclastiques. Des travaux couplant à la fois études de terrain, modélisations numériques et expériences en laboratoire (ex : Roche *et al.*, 2013b ; Farin *et al.*, 2014 ; Bernard et Le Pennec, 2016) sur ce thème semblent ainsi être prometteurs

pour les années à venir. De plus, ces études « haute résolution » des dépôts permettent d'affiner de manière significative le calcul des bilans de matière pour une éruption donnée (c'est-à-dire quelle est la quantité précise de magma juvénile émis, et sous quelle forme), ce qui rend possible un travail essentiel pour comprendre dans le détail l'ensemble des aléas volcaniques associés à une éruption (ex : Bernard et al., 2016).

2 - Expatriation et réactivité en cas de crise volcanique : l'exemple de l'éruption de novembre 2015

Depuis sa réactivation en 1999, le Tungurahua alterne entre des phases de repos, des phases d'activité modérée (panaches de cendre et activité strombolienne ; ex : Le Pennec *et al.*, 2012) et des paroxysmes parfois violents (avec des panaches de cendre atteignant 15-20 km d'altitude accompagnés de la mise en place d'importants écoulements pyroclastiques sur les flancs du volcan, comme par exemple en 2006, 2011, 2013 et 2014, source : IG-EPN). Les communautés rurales vivant sur et autour du Tungurahua (parfois à moins de 10 km du cratère), ainsi que la ville touristique de Baños (20 000 habitants) située au pied de l'édifice, sont en conséquence fortement impactées par l'éruption de ce volcan, qui dure depuis 16 ans.

C'est dans ce contexte que le volcan a connu une phase d'activité importante entre le 12 et le 18 novembre 2015, qui a produit la plus importante retombée de cendre de ces 5 dernières années d'après les données de l'IG-EPN (Bernard *et al.*, 2015). Son impact a été significatif pour les populations voisines du volcan, et notamment pour les communautés rurales situées dans l'axe des vents dominants ayant transporté les cendres émises (à l'Ouest, Nord-Ouest de l'édifice). La sédimentation des particules contenues dans le panache de cendre (en grande partie constituées d'échardes de verre volcanique, appelées téphras), et les dépôts ainsi formés, entrainent en effet la destruction des cultures les plus fragiles (comme par exemple les pommes de terre, les fèves, ou le maïs, Fig. 5), même là où la couche de cendre ne fait que quelques millimètres d'épaisseur. De plus, la présence de cendres fines dans l'air provoque des gènes oculaires et/ou respiratoires, tandis qu'une exposition prolongée à ces particules peut présenter un risque sanitaire important. Les populations doivent donc se munir de masques de lunettes pour effectuer par exemple les opérations de nettoyage des villages impactés (Fig. 5).

Afin de mieux comprendre ces phases d'émission, et ainsi proposer des solutions pour minimiser leurs impacts, il est crucial d'étudier en détail le dépôt formé au sol par la sédimentation des particules contenues dans le panache volcanique. Or, dans le cas d'éruptions modestes comme celle de novembre 2015 du Tungurahua, la couche de particules accumulées ne fait que quelques centimètres d'épaisseur dans les zones les plus proches (sur

le flanc du volcan), et devient inférieure au centimètre à mesure que l'on s'en éloigne (Fig. 5). Ce type de dépôt ne résiste ainsi que quelques jours à l'action conjuguée du vent et de la pluie, notamment dans les parties les plus distales. La présence en Équateur de chercheurs expatriés de l'IRD-LMV a permis d'effectuer les mesures de terrain sur les dépôts de retombées dès le 19 novembre (soit dès la fin de la phase éruptive principale), et s'est avérée être décisive pour la qualité de l'échantillonnage. Cette réactivité, rendue possible par l'expatriation, est essentielle en cas de crise volcanique. Dans le cas de l'éruption de novembre 2015 du Tungurahua, des mesures de l'épaisseur de la retombée ont pu être réalisées jusqu'à des valeurs de l'ordre du millimètre dans les sites les plus éloignés du volcan (à plus de 25 km de la source). Ces points distaux sont essentiels pour calculer le volume total de matériel expulsé par le volcan, et ainsi caractériser finement l'éruption. Un échantillonnage complet du dépôt a aussi pu être réalisé afin de déterminer par la suite les caractéristiques de taille, de forme et de composition des particules de cendre (Fig. 5). Ces données nous permettront de mieux comprendre le dynamisme de ce genre d'éruptions, qui bien que fréquentes sur de nombreux volcans à travers le monde restent peu étudiées de manière détaillée, notamment à cause de la remobilisation rapide des dépôts qu'elles produisent et de la difficulté qui en résulte pour obtenir des échantillons de qualité. Les données préliminaires (Fig. 5) montrent que le volume du dépôt de retombée est de l'ordre de 1 million de mètres cubes, ce qui donne un Indice d'Explosivité Volcanique (VEI, Newhall et Self, 1982) de 2 (sur une échelle de 0 à 8) à cette phase éruptive, et que plusieurs phases distinctes semblent avoir eu lieu d'après la composition des cendres récoltées. En résumé, bien qu'il s'agisse d'une éruption modeste d'un point de vue volcanique, elle a eu un impact significatif sur les populations riveraines.

3 - Surveillance sismologique du Tungurahua : apport des réseaux temporaires

L'activité sismique d'un volcan donne de précieux renseignements sur son comportement et sur sa dynamique. Ces données sont utilisées à la fois en cas de réveil de l'édifice et lors du suivi à long terme d'une phase éruptive. Elles permettent d'avoir accès à l'activité interne de l'édifice et, le cas échéant, permettre d'anticiper d'éventuelles éruptions.

Les signaux sismiques enregistrés sur un volcan sont d'origines très variées et reflètent différents mécanismes et/ou sources. Les plus communs sont *1)* les séismes dits volcano-tectoniques (ou VTs), qui sont provoqués par la fracturation de la roche (lors de la remontée de magma par exemple) *2)* les séismes longue-période (ou LPs) provoqués par la vibration de fluides en mouvement dans l'édifice (le magma proprement dit, les fluides hydrothermaux…) *3)* les trémors qui, s'ils sont en surface, correspondent

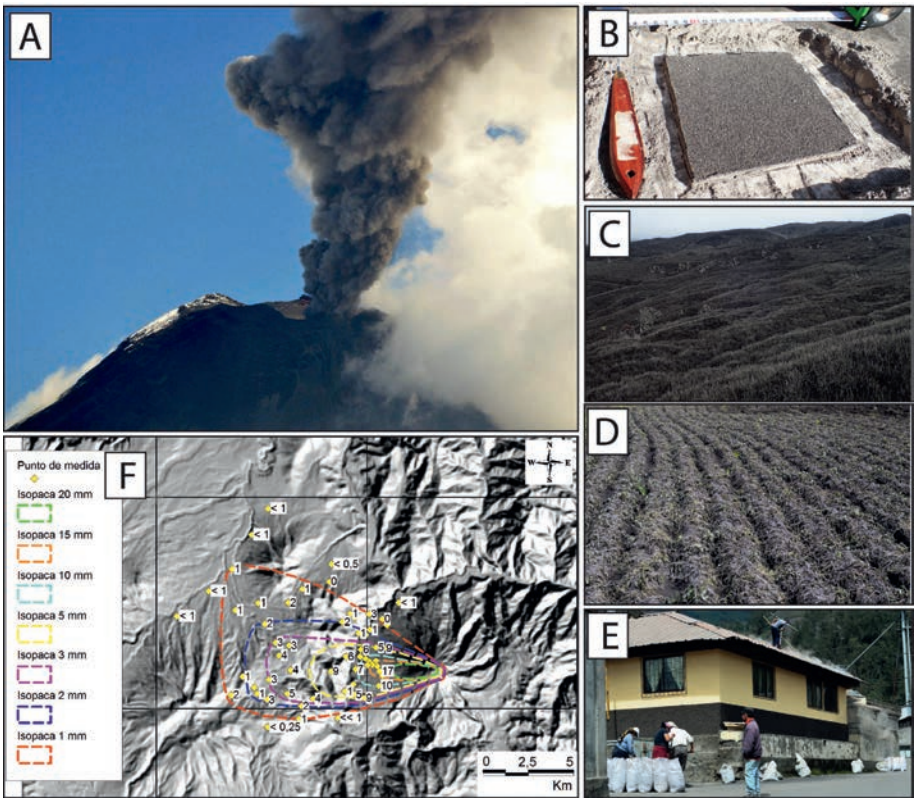

Figure 5 : (A) Panache de cendre du Tungurahua le 18 novembre 2015 vu depuis l'Ouest (B) Exemple de dépôt de cendre échantillonné, l'épaisseur est de l'ordre de 1 cm (C) Flanc Ouest du volcan et pâturages recouverts par une couche de cendre d'épaisseur centimétrique (E) Opérations de nettoyage de la cendre déposée sur les toits et dans les rues, village de Cotálo (Ouest de l'édifice) (F) Carte préliminaire des isopaques mesurées sur le dépôt de retombée (les valeurs sont en millimètres). Punto de médida = Point de mesure, Isopaca = Isopaque.

généralement à des phénomènes d'émissions de produits et/ou de gaz ou *4)* Les explosions, qui sont des évènements brefs possédant généralement une signature acoustique associée. Afin de détecter ces signaux, et surtout de pouvoir les localiser avec précision au sein de l'édifice (coordonnées, profondeur…), il est crucial de disposer d'un réseau dense de stations sismiques installé sur et autour du volcan.

Dans cette optique une étude est menée au volcan Tungurahua depuis octobre 2013 dans le cadre du Laboratoire Mixte International de l'IRD Séismes et Volcans dans les Andes du Nord (LMI-SVAN). Un réseau sismique temporaire de 13 stations large bande a été déployé autour du volcan en collaboration avec les collègues équatoriens de l'IG-EPN. Il inclut 7 stations de l'OPGC, 3 stations de l'IG-EPN et 3 stations de l'Université San Francisco de Quito. Comme décrit précédemment, le Tungurahua est un stratovolcan andésitique qui connait des périodes d'activité pendant

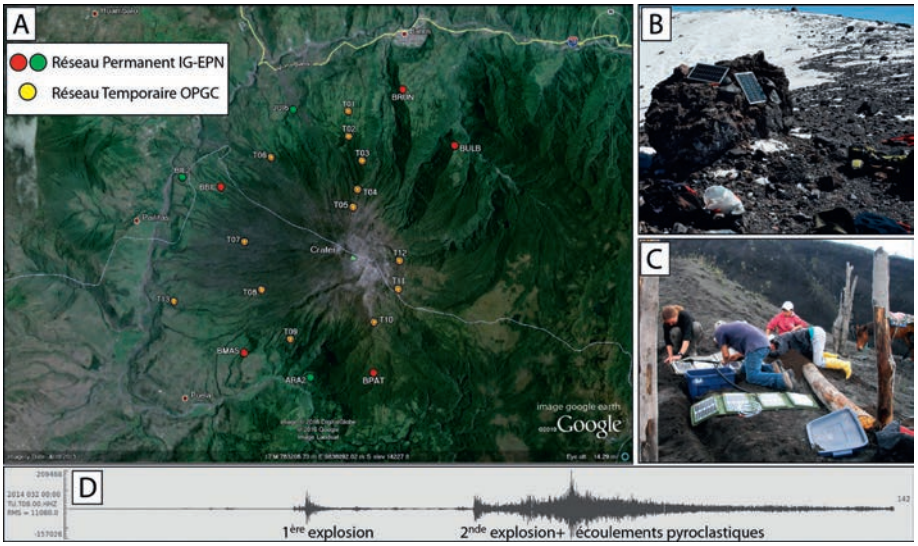

Figure 6 : (A) Image satellite du volcan Tungurahua, localisation des stations sismiques permanent de l'IG-EPN et du réseau temporaire de l'OPGC (image IG-EPN). (B) Exemple d'installation de station sismique au Lascar (Chili). (C) Exemple d'installation de station sismique au Tungurahua. (D) Enregistrement sismique de la réactivation du Tungurahua en février 2014, notamment des deux premières puissantes explosions et de la mise en place des écoulements pyroclastiques associés avec le seconde.

lesquelles il est secoué par des explosions de type Stromboliennes (activité modérée mais plus ou moins soutenue) à Vulcaniennes (fortes explosions non-soutenues), des phases de fontaines de lave et/ou d'émission de cendres parfois accompagnées d'écoulements pyroclastiques. Les sismomètres ont été installés tout autour du volcan en complément de ceux de l'IG-EPN, y compris sur son flanc Est difficilement accessible (Fig. 6). Ils apportent ainsi une meilleure couverture spatiale, et azymuthale en particulier, pour l'étude des signaux volcaniques. Les objectifs principaux de cette expérience étaient *1)* de mieux contraindre les processus de dégazage du volcan afin de déterminer s'il existe des liens entre la sismicité d'un édifice et son dégazage, qui sont deux paramètres-clefs pour la surveillance et *2)* de déterminer à quelle profondeur sont localisées les sources sismo-volcaniques. Les corrélations entre les amplitudes sismiques et les débits de gaz mesurés en continu sur l'édifice (grâce au réseau de DOAS de l'IG-EPN) apportent des informations sur la dynamique éruptive et les processus de dégazage du volcan à la fois en période de calme (dégazage passif), et en période d'activité importante (explosions, dégazage actif). La localisation des sources nous renseigne sur le comportement du volcan et permet de dévoiler en partie son système de « plomberie ».

Depuis son installation, le réseau temporaire a enregistré plusieurs phases éruptives, dont en particulier les phases du 1er février et du 4 avril 2014

qui ont commencé par des séries d'explosions violentes qui ont produit des panaches atteignant 13 km d'altitude accompagnés d'écoulements pyroclastiques. L'étude détaillée des signaux (classification des formes d'ondes, localisation des sources) met en évidence une zone source unique pour l'ensemble des séismes d'origine volcanique : trémors éruptifs, trémors monochromatiques et harmoniques, phase de débourrage, explosions, LPs. Cette zone est localisée à environ 1 km nord-est sous le cratère et s'étend vers la surface (Battaglia *et al.*, 2015). Ces résultats indiquent donc la présence à cette profondeur d'une zone préférentielle générant la majeure partie de la sismicité volcanique, à faible profondeur. La plupart des signaux émis durant les éruptions semblent donc liés aux processus d'émissions de matériaux en surface: gaz, cendres, blocs ou coulées de lave. Des travaux récents ont ainsi montré (Bernard *et al.*, *soumis à Bulletin of Volcanology*) pour un autre volcan équatorien, le Cotopaxi, que les quantité de cendres émises peuvent être reliées à l'amplitude du trémor éruptif.

Références bibliographiques

Andrade D., Eissen J.-P., Beate B., Monzier M., Hall M. (2007) Le complexe volcanique du Pululahua (Équateur): développement structural, formation de la caldeira et aléas volcaniques associés = El complejo volcánico del Pululahua (Ecuador): desarrollo estructural, formación de la caldera y peligros volcánicos asociados.

Auker M.-R., Sparks R.S.J., Siebert L., Crosweller H.-S., Ewert J. (2013) A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. Journal of Applied Volcanology 2(1):1-24.

Barberi F., Carapezza M., Valenza M., Villari L. (1993) The control of lava flow during the 1991–1992 eruption of Mt. Etna. Journal of Volcanology and Geothermal Research 56(1):1-34.

Battaglia J., Hartmann J., Hidalgo S., Douchain J.-M., Cordova J., Alvarado A.-P., Ruiz M.-C., Parra R. (2015) Location and Waveform Classification of Seismicity at Tungurahua Volcano (Ecuador) During the February and April 2014 Eruptive Phases. In: 2015 AGU Fall Meeting, Poster.

Bernard B., Andrade D. (2011) Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. Carte géologique, IRD/IG-EPN.

Bernard B., Hidalgo S., Robin C., Beate B., Quijozaca J. (2014a) The 3640–3510 BC rhyodacite eruption of Chachimbiro compound volcano, Ecuador: a violent directed blast produced by a satellite dome. Bulletin of Volcanology 76(9):1-20.

Bernard B., Encalada M., Bernard J., Naismith A., Proaño A., Acuña K. (2015) Informe preliminar sobre dispersión y sedimentación de la ceniza asociada a la actividad del volcán Tungurahua entre el 6 de septiembre y el 8 de diciembre de 2015. In: Rapport de l'Instituto Geofísico - EPN, Quito.

Bernard B., Battaglia J., Proaño A., Hidalgo S., Vásconez F., Hernandez S., Ruiz M. (submitted to Bulletin of Volcanology, May 2016) Relationship between volcanic ash fallouts and seismic tremor: quantitative assessment of the 2015 eruptive period at Cotopaxi volcano, Ecuador.

Bernard J., Kelfoun K., Le Pennec J.-L., Vallejo Vargas S. (2014b) Pyroclastic flow erosion and bulking processes: comparing field-based vs. modeling results at Tungurahua volcano, Ecuador. Bulletin of Volcanology 76(9):1-16.

Bernard J., Le Pennec J.-L. (2016). The milling factory: Componentry-dependent fragmentation and fines production in pyroclastic flows. Geology, G38198-1.

Bernard J., Eychenne J., Le Pennec J.-L., Narváez D. (2016). Mass budget partitioning during explosive eruptions: insights from the 2006 paroxysm of Tungurahua volcano, Ecuador. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 17(8), 3224-3240.

Bourdon E., Eissen J.-P., Gutscher M.-A., Monzier M., Hall M.-L., Cotten J. (2003) Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). Earth and Planetary Science Letters 205(3-4):123-138.

Bourdon E., Eissen J.-P., Monzier M., Robin C., Martin H., Cotten J., Hall M.-L. (2002) Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath Andean Northern Volcanic Zone. Journal of Petrology 43(2):199-217.

Chédeville C., Roche O. (2015) Influence of slope angle on pore pressure generation and kinematics of pyroclastic flows: insights from laboratory experiments. Bulletin of Volcanology 77(11):1-13.

D'Ercole R. (1996) Natural hazards management in Ecuador. In: Institut Français d'Etudes Andines (IFEA), France, Lima, Pérou, 295 pages.

Engwell S., Eychenne J. (2016) Contribution of fine ash to the atmosphere from plumes associated with pyroclastic density currents. In: Mackie S, Ricketts H, Watson M, Cashman K, Rust A (eds) Volcanic Ash: Hazard Observation. Elsevier.

Farin M., Mangeney A., Roche O. (2014) Fundamental changes of granular flow dynamics, deposition and erosion processes at high slope angles: insights from laboratory experiments. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 119:504-532.

Gutscher M.-A., Malavieille J., Lallemand S., Collot J.-Y. (1999) Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. Earth and Planetary Science Letters 168(3-4):255-270.

Hall M.-L., Mothes P.-A. (2008) Quilotoa volcano-Ecuador: an overview of young dacitic volcanism in a lake-filled caldera. Journal of Volcanology and Geothermal Research 176(1):44-55.

Hall M.-L., Robin C., Bernardo B., Mothes P., Monzier M. (1999) Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. Journal of Volcanology and Geothermal Research 91:1-21.

Hall M.-L., Samaniego P., Le Pennec J.-L., Johnson J.-B. (2008) Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. Journal of Volcanology and Geothermal Research 176(1):1-6.

Hidalgo S. (2006) Les intéractions entre magmas calco-alcalins "classiques" et adakitiques : exemple du complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca (Equateur). Thèse de Doctorat, Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.

Hidalgo S., Monzier M., Martin H., Chazot G., Eissen J.-P., Cotten J. (2007) Adakitic magmas in the Ecuadorian volcanic front: petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research 159(4):366-392.

Hidalgo S., Monzier M., Almeida E., Chazot G., Eissen J.-P., van der Plicht J., Hall M.-L. (2008) Late Pleistocene and Holocene activity of the Atacazo-Ninahuilca volcanic complex (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research 176(1):16-26

Kelfoun K. (2011) Suitability of simple rheological laws for the numerical simulation of dense pyroclastic flows and long-runout volcanic avalanches. Journal of Geophysical Research 116(B8).

Kelfoun K., Druitt T.-H. (2005) Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 110(B12):B12202.

Kelfoun K., Samaniego P., Palacios P., Barba D. (2009) Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). Bulletin of Volcanology 71(9):1057-1075.

Lavigne F., Thouret J.-C., Voight B., Suwa H., Sumaryono A. (2000) Lahars at Merapi volcano, Central Java: an overview. Journal of Volcanology and Geothermal Research 100(1):423-456.

Le Pennec J.-L., Ramón P., Robin C., Almeida E. (2016) Combining historical and 14 C data to assess pyroclastic density current hazards in Baños city near Tungurahua volcano (Ecuador). Quaternary International, 394: 98-114. Doi: 10.1016/j.quaint.2015.06.052.

Le Pennec J.-L., Ruiz A.-G., Eissen J.-P., Hall M.-L., Fornari M. (2011) Identifying potentially active volcanoes in the Andes: Radiometric evidence for late Pleistocene-early Holocene eruptions at Volcán Imbabura, Ecuador. Journal of Volcanology and Geothermal Research 206(3-4):121-135.

Le Pennec J.-L., Ruiz G.-A., Ramón P., Palacios E., Mothes P., Yepes H. (2012) Impact of tephra falls on Andean communities: The influences of eruption size and weather conditions during the 1999-2001 activity of Tungurahua volcano, Ecuador. Journal of Volcanology and Geothermal Research 217-218:91-103.

Martin H., Moyen J.-F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Le Pennec J.-L. (2014) Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. Lithos 198:1-13.

Newhall C.-G., Self S. (1982) The Volcanic Explosivity Index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012) 87(C2):1231-1238.

Nocquet J.-M., Villegas-Lanza J.-C., Chlieh M., Mothes P.-A., Rolandone F., Jarrin P., Cisneros D., Alvarado A., Audin L., Bondoux F., Martin X., Font Y., Regnier M., Vallee M., Tran T., Beauval C., Maguina Mendoza JM, Martinez W, Tavera H, Yepes H (2014) Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. Nature Geosci 7(4):287-291.

O'Connor J.-M., Stoffers P., Wijbrans J.-R., Worthington T.-J. (2007) Migration of widespread long-lived volcanism across the Galápagos Volcanic Province: Evidence for a broad hotspot melting anomaly? Earth and Planetary Science Letters 263(3):339-354.

Papale P., Rosi M. (1993) A case of no-wind plinian fallout at Pululagua caldera (Ecuador): implications for models of clast dispersal. Bulletin of Volcanology 55(7):523-535.

Robin C., Samaniego P., Le Pennec J.-L., Mothes P., Van Der Plicht J. (2008) Late Holocene phases of dome growth and Plinian activity at Guagua Pichincha volcano (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research 176(1):7-15.

Robin C., Eissen J.-P., Samaniego P., Martin H., Hall M., Cotten J. (2009) Evolution of the late Pleistocene Mojanda–Fuya Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources. Bulletin of Volcanology 71(3):233-258.

Robin C., Samaniego P., Pennec J.-L., Fornari M., Mothes P., Plicht J. (2010) New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador). Bulletin of Volcanology 72(9):1109-1129.

Roche O., Phillips J.-C., Kelfoun K. (2013a) Pyroclastic Density Currents. Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism, eds Sarah A. Fagents, Tracy K. P. Gregg and Rosaly M. C. Lopes. Cambridge University Press:pp. 203-229.

Roche O., Niño Y., Mangeney A., Brand B., Pollock N., Valentine G.-A. (2013b) Dynamic pore-pressure variations induce substrate erosion by pyroclastic flows. Geology 41(10):1107-1110.

Samaniego P., Le Pennec J.-L., Barba D., Hall M.-L., Robin C., Mothes P., Yepes H., Troncoso L., Jaya D. (2008) Mapa de los Peligros Potenciales del Volcán Tungurahua. 3ra. Edición, Instituto Geofísico Escuela Politécnica Nacional, Institut de Recherche pour le Développement, Marzo de 2008, Quito.

Samaniego P., Martin H., Monzier M., Robin C., Fornari M., Eissen J.-P., Cotten J. (2005) Temporal Evolution of Magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The Geology and Petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). Journal of Petrology 46(11):2225-2252.

Samaniego P., Martin H., Robin C., Monzier M. (2002) Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. Geology 30(11):967-970.

Schiano P., Monzier M., Eissen J.-P., Martin H., Koga K.-T. (2010) Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. Contrib Mineral Petrol 160(2):297-312.

Stern C.-R. (2004) Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista geológica de Chile 31(2):161-206.

Von Hillebrandt C., Hall M. (1988) Mapa de los Peligros Volcanicos Potenciales Asociados con el Volcan Cuicocha, Esc.1:50.000. Escuela Politecnica Nacional, Quito, Instituto Geografico Militar.

L'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, souvent mieux connu sous son « petit nom » d'OPGC, est l'héritier direct de l'Observatoire Météorologique du puy de Dôme, inauguré en 1876 par Emile Alluard, et de la Chaire de Géologie de l'Université de Clermont-Ferrand, créée vers 1860 par Henri Lecoq. Parmi les anciens directeurs de l'Observatoire ou titulaires de la Chaire, on trouve le météorologue Henri Dessens, le géologue Philippe Glangeaud et surtout, à la frontière des deux disciplines, Bernard Brunhes, qui a découvert en 1905 les inversions du champ magnétique terrestre. La configuration actuelle de l'OPGC date de 1985, lorsque l'OPGC est devenu l'un des tous premiers Observatoires des Sciences de l'Univers (OSU) du CNRS, et quand ont été agrégés à l'Observatoire les laboratoires de météorologie et de géologie de l'Université Blaise Pascal.

Aujourd'hui composante de l'Université Clermont Auvergne, l'OPGC conserve de son histoire ce double regard sur les sciences géologiques et la physique de l'atmosphère, en intégrant les activités des laboratoires de recherche que sont le Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) et le Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP), et en portant les formations en sciences de la Terre, de l'atmosphère et du climat.

L'*Alliance Universitaire d'Auvergne* a proposé de présenter l'intimité de l'OPGC à travers deux numéros. Dans le volume 1, sont abordés l'histoire de l'OPGC depuis ses origines à la fin du XIXe siècle, ainsi que l'évolution des idées dans les domaines propres à l'OPGC jusqu'aux concepts actuels. La seconde partie du volume est dédiée à la présentation des services d'observation de la Terre dont l'OPGC a la responsabilité, depuis la station météorologique du puy de Dôme jusqu'aux systèmes de surveillance des volcans, en passant par le réseau sismologique de l'Auvergne. Le volume 2 présente quelques axes emblématiques des recherches menées dans les deux laboratoires de l'OPGC. Si ces recherches portent toutes sur le système Terre dans son ensemble, elles montrent également leur grande diversité. Les instruments nationaux en appui à la recherche sont ensuite présentés, ainsi que les recherches effectuées dans les pays du Sud sous le label IRD (Institut de Recherche pour le Développement). Enfin, le volume se termine par une brève présentation des formations universitaires proposées par l'OPGC dans le cadre de l'Université Clermont Auvergne.

Les chercheurs, enseignants-chercheurs et ingénieurs de l'OPGC, ainsi que des spécialistes d'autres organismes dressent ici un état des lieux de la recherche actuelle sur les volcans et la Terre interne, ou sur la dynamique et la chimie de l'atmosphère terrestre. L'évolution de ces recherches au cours des dernières décennies est expliquée, de même que les techniques de pointe conduisant à une meilleure connaissance et un meilleur suivi des éruptions volcaniques ou de l'évolution du climat.

Patrick Bachèlery est professeur au Laboratoire Magmas et Volcans. Après trente années passées à l'Université de La Réunion et à l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, il assure depuis 2011 la direction de l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand. Spécialiste des volcans basaltiques en domaine océanique, il enseigne également aux étudiants auvergnats les subtilités de la pétrologie magmatique.

Didier Laporte dirige le Laboratoire Magmas et Volcans depuis janvier 2017. Il est directeur de recherche au CNRS et sa spécialité est l'étude des processus magmatiques par l'expérimentation haute pression - haute température : genèse des magmas dans la croûte continentale profonde ou dans le manteau supérieur ; ascension des magmas dans les conduits volcaniques.

Joël Van Baelen est directeur de recherche au CNRS et est actuellement le directeur du Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP). Après une thèse et un séjour post-doctoral au National Centre for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, Joël Van Baelen a développé son expertise dans les techniques de télédétection actives et passives de l'atmosphère. Recruté au CNRS en 1992, il a intégré le Centre de Recherches Météorologiques de Météo France à Toulouse avant de rejoindre le LaMP en 2004 pour développer l'étude des précipitations orographiques et urbaines à l'aide de radars multi-fréquences.

Pierre Schiano est professeur au Laboratoire Magmas et Volcans de l'Université Clermont Auvergne. Directeur du LabEx ClerVolc depuis 2011, il a aussi été directeur du Laboratoire Magmas et Volcans de 2007 à 2017. Ses travaux ont pour but d'identifier directement la composition des magmas primaires issus de la fusion du manteau terrestre, d'étudier leurs modalités de genèse et de préciser la nature de leurs sources profondes.

REVUE D'AUVERGNE

30 €

ISSN 035 1008

REVUE D'AUVERGNE

DES VOLCANS AUX NUAGES

622-623

2017

ALLIANCE UNIVERSITAIRE D'AUVERGNE

DES VOLCANS AUX NUAGES

L'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand

Volume 2

REVUE D'AUVERGNE

REVUE D'AUVERGNE
Publication de la Société des Amis de l'Université de Clermont Auvergne. Alliance Universitaire d'Auvergne.
Siège social : Rectorat-Chancellerie de l'Université. 3, avenue Vercingétorix F-63000 Clermont-Ferrand.

BUREAU DU CONSEIL D'ADMINISTRATION
Anciens Présidents : M. Pierre Pochet (1973-1984) †. Henri Peuchot (1984-1997) †
Président : Jean-Paul Fanget
Vice-Président : Bernard Decorps
Secrétaire Général : Olivier Bonnet
Directeur de la Revue d'Auvergne et responsable de la publication : Jean-Paul Fanget
Trésorier : Marie-Thérèse Gotorbe, adjoint : Jean Blanchon
Gestionnaire de la Revue d'Auvergne : André Gotorbe
Commissaire aux comptes : Michel Troquet

MEMBRES D'HONNEUR
M. le Préfet de la Région Auvergne-Rhône-Alpes
M. le Président du Conseil régional Auvergne-Rhône-Alpes
M. le Maire de Clermont-Ferrand
M. le Président de Clermont Communauté
M. le Président du Conseil Economique et Social Régional Auvergne-Rhône-Alpes
Madame le Recteur de l'Académie de Clermont-Ferrand - Chancelier des Universités
Monsieur le Président de l'Université de Clermont Auvergne

Des volcans aux nuages - Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand
Millésime 2017 1-2. Tome 131 - Numéro 622-623 - ISSN 1269-8946.
Photo de couverture : Nadège Montoux

Tables générales 1884-2000. Liste des publications 2001-2016. Achat de numéros séparés

• **Les Tables Générales 1884-2000** de la **Revue d'Auvergne** sont disponibles au prix de 23 euros TTC franco.

• **Une liste des publications 2001-2016** peut être adressée sur simple demande auprès du gestionnaire de la revue (préférer l'envoi numérique) : M. André Gotorbe, 31 route du Mont-Dore - Theix F-63122 Saint-Genès-Champanelle. Tél. 04 73 87 00 08 (international 0034…) ou 06 08 60 71 01 (international 00336…) - Fax 07 73 87 00 07 (international 00337…). Courriel : andre.gotorbe@wanadoo.fr

• **Vente au numéro** et **achat de numéros séparés**. Les volumes de la **Revue d'Auvergne** sont en vente commerciale dans les principales librairies de Clermont-Ferrand et de la région Auvergne. Volume simple 20 €, volume double 30 €. On peut aussi se procurer les volumes récents et anciens directement à l'association : (Alliance Universitaire d'Auvergne) auprès du gestionnaire de la publication : André Gotorbe (coordonnées ci-dessus). Prix spécial pour les abonnés et sociétaires sur demande.

• Tarif des abonnements : année 2017

➨ France

1 - Individuel / (personnes physiques)	Ordinaire Etudiant Soutien	45 € 23 € à partir de 80 €
2 - Institutionnel (personnes physiques)	Abonnement direct Abonnement par société de service Soutien	70 € 90 € à partir de 100 €

➨ Europe

1 - Individuel / (personnes physiques)	Ordinaire Etudiant Soutien	50 € 30 € à partir de 90 €
2 - Institutionnel (personnes physiques)	Abonnement direct Abonnement par société de service Soutien	85 € 100 € à partir de 120 €

➨ Autres pays.

1 - Individuel (personnes physiques)	Ordinaire Etudiant Soutien	70 € 35 € à partir de 100 €
2 - Institutionnel (personnes physiques)	Abonnement direct Abonnement par société de service Soutien	105 € 135 € à partir de 130 €

Tous les règlements [abonnement, achat de numéros] seront libellés à l'ordre de la Société des Amis des Universités, [CCP Clermont-Ferrand 11.490.W]. Ils doivent être adressés à M. André Gotorbe.

• **L'abonnement assure le service des numéros du millésime de référence.**

La Revue d'Auvergne bénéficie du concours
du Conseil Régional Auvergne - Rhône-Alpes.

AUVERGNE – RhôneAlpes

La ville de Clermont-Ferrand soutient par convention *« l'action de développement et de diffusion de la culture scientifique et technique »* de la **Revue d'Auvergne**.

VILLE DE CLERMONT FERRAND

L'Alliance Universitaire, Société des Amis de l'Université de Clermont Auvergne n'entend pas prendre la responsabilité des travaux ou mémoires insérés dans ses publications. Les faits, opinions ou théories qui peuvent y être émises sont de la seule responsabilité de leurs auteurs qui – de convention expresse – en assument toutes les charges et conséquences intellectuelles matérielles, juridiques et morales.