

LES EFFONDREMENTS RÉCENTS DE CALDEIRA

La formation d'une caldeira résulte d'une forte réduction du volume de la chambre magmatique, laquelle s'accompagne d'un effondrement d'une partie de l'édifice volcanique et d'éruptions à fortes émissions de laves ou de cendres. En 1991, par exemple, le Pinatubo en a émis de 3,7 à 5,3 kilomètres cubes; le Santorin, un volcan de la mer Égée entré en éruption il y a 3 500 ans, a émis 41 kilomètres cubes de matériaux; etc. Les formations de caldeira sont potentiellement très dangereuses, ce qu'illustre au mieux le cas de la caldeira du parc national de Yellowstone, aux États-Unis, évoqué dans l'article.

Heureusement, de tels événements catastrophiques sont rares à l'échelle géologique. De façon générale, la formation de caldeiras est rare à l'échelle de nos vies : seules sept caldeiras se sont formées au cours des cent dernières années. En 1968, il y a d'abord eu celle de l'île-volcan de Fernandina, aux Galápagos, puis en 1976 celle de l'énorme volcan Tolbachik, au Kamtchatka. De sinistre mémoire, l'effondrement en 1991 du cratère du Pinatubo, aux Philippines, s'est aussi accompagné de la



Le sommet du Pinatubo, aux Philippines, en train de s'effondrer le 1^{er} août 1991. La formation de la caldeira qui a résulté de cet effondrement a fait perdre beaucoup d'altitude au volcan.

formation d'une profonde dépression (voir la photographie ci-dessus). En 2000, le cratère de l'île-volcan de Miyake-jima s'est aussi effondré, puis en 2007 celui du piton de la Fournaise. En 2014-2015, une dépression s'est formée au cours de l'éruption du volcan islandais Bárðarbunga. Enfin, en 2018, le cratère du Kilauea, à Hawaï, s'est effondré en formant une dépression. Par chance, tous ces événements sont restés relativement modestes et, hors celui du Pinatubo, se sont produits à distance suffisante des zones peuplées pour ne pas occasionner de victimes.

Pour illustrer ce phénomène par des événements récents, détaillons un peu l'effondrement du Kilauea, en 2018, et celui de la caldeira de Bárðarbunga, en 2014-2015. Au Kilauea, le plancher de la caldeira s'est enfoncé d'environ 550 mètres à certains endroits, tandis que le débit de magma atteignait 1700 mètres cubes par seconde. Le lac de lave installé au sommet du volcan a alors disparu et les éruptions de la bouche éruptive

du Pu'u 'Ō'ō du Kilauea se sont interrompues : elles se poursuivaient depuis 1983 ! Le 1^{er} mai et le 4 août 2018, 62 effondrements se sont produits au sommet du volcan, distant de plus de 40 kilomètres de la sortie de lave. La baisse du plancher de la caldeira suggère une émission de lave de 0,825 kilomètre cube, valeur comparable au volume émis par la sortie latérale sur les basses pentes du Kilauea entre le 3 mai et début août 2018.

Quant à la formation de la caldeira de Bárðarbunga, nous nous en souvenons tous, car elle a perturbé le trafic aérien en Europe pendant les 180 jours qu'a duré l'éruption. Le volcan se trouvant en effet sous un glacier, des explosions magmatophréatiques (lave et eau) se sont produites, ce qui a dispersé de la cendre dans tout le ciel de l'Atlantique nord. Le plancher de cette caldeira s'est abaissé de quelque 65 mètres tandis que la fissure émettant de la lave se trouvait à 48 kilomètres de la dépression. Entre 1,3 et 1,7 kilomètre cube de lave a été émis.

> roche (laquelle tend à reprendre sa forme). Les ondes P (de compression), S (de cisaillement) et de surface, produites par les séismes d'origine tectonique (des glissements brusques de plaques) sont bien connues. Les ondes produites dans le cas qui nous intéresse sont très différentes. Ces paquets d'ondes de très basses fréquences (très longues périodes) et de durées à peu près égales d'une émission à la suivante sont comparables aux trains d'ondes sonores émis lors du glissement saccadé de deux objets l'un contre l'autre (un cylindre de charnière dans son gond par exemple), phénomène bien plus bref que les physiciens désignent par le terme de « collé-glissé » (*stick-slip*, en anglais). Dans le cas du rude glissement dans son tube volcanique de la colonne de roches sous-jacente à la caldeira de Miyake-jima, au Japon, en 2000, chaque train d'ondes

sismiques de basses fréquences a duré de l'ordre de 50 secondes.

Quelle influence exerce l'effondrement à l'origine d'une caldeira sur l'éruption qui la provoque ? Avant l'éruption, la pression exercée par la colonne de roches est contrebalancée par la pression régnant dans le réservoir, éventuellement entretenue, voire augmentée, par l'arrivée de magma. Toutefois, la vidange du réservoir en cours d'éruption abaisse la pression ; cela entraîne éventuellement un abaissement partiel du piston, donc une remontée de la pression, laquelle favorise la poursuite de l'éruption. La descente de la colonne de roches ne s'arrête que lorsque la différence entre la pression qu'elle exerce sur le magma et la contre-pression exercée par ce dernier cesse d'excéder la résistance au cisaillement le long de la faille annulaire entourant le cylindre de roches.

Cependant, si la vidange magmatique continue, un nouvel effondrement se produira lorsque la différence de pression dépassera de nouveau la résistance au cisaillement. Plus le réservoir de magma se vidange vite, plus les périodes séparant deux baisses successives du piston sont brèves, de sorte que l'on s'attend à ce que la durée écoulée entre deux effondrements successifs soit inversement proportionnelle au débit de magma.

ET AU DOLOMIEU?

Nous allons voir que les observations faites en 2007 confirment ce modèle de la formation d'une caldeira. Installée à 8,2 kilomètres du Dolomieu, la station sismique RER (pour «Rivière de l'Est à l'île de La Réunion») du réseau Geoscope/IPGP était alors la seule capable d'enregistrer l'effondrement du Dolomieu sur une large bande de fréquences. Elle est en effet équipée d'un sismomètre vertical (qui mesure la composante verticale du mouvement du sol) et de deux sismomètres horizontaux (qui mesurent la composante horizontale du mouvement du sol). Lors d'un gonflement et d'un dégonflement de l'édifice volcanique, ces appareils (voir la photographie page 62) mesurent l'accélération du sol, ce qui détermine son inclinaison à proximité de la caldeira.

La variation de cette inclinaison peut résulter d'un afflux de magma dans la chambre magmatique ou de tout autre changement de régime du volcan, ou alors des forces exercées pendant la descente de la colonne de roches. Il nous fallait donc discriminer ces sources possibles de signal, d'autant plus que les tempêtes tropicales, les cyclones, les variations de température, etc. sont aussi susceptibles d'influer sur l'inclinaison du sol à long terme.

Toutefois, à court terme, ce sont surtout les marées terrestres – le gonflement du sol entraîné par l'attraction gravitationnelle de la

Lune à son passage – qui induisent un bruit sismique, lequel s'ajoute au signal deux fois par jour. C'est pourquoi, avec Geneviève Roullet, de l'IPGP, nous avons cherché à déduire de la mesure de l'inclinaison du sol à la station sismique RER la partie du signal due aux marées terrestres à cet endroit. Après que ma collègue a déterminé l'influence théorique de la marée terrestre à proximité de la caldeira du Dolomieu, nous avons pu isoler le signal associé seulement à l'effondrement. Il s'avère que l'amplitude maximale du déplacement du sol dû aux marées terrestres selon la direction nord-sud a atteint environ trois centimètres du 15 au 25 avril 2007. Nous avons ensuite aussi établi le catalogue des signaux sismiques d'effondrements; nous en avons décelé 48, soit 4 de plus que ceux identifiés en 2011 par mes collègues de l'université de La Réunion et de l'IPGP.

Il restait à préciser étape par étape le mécanisme à l'origine du séisme de magnitude 5 enregistré lors du principal effondrement. Avec mes collègues Babak Hejrani et Hrvoje Tkalčić, de l'université nationale australienne, nous avons croisé les données de la station RER avec celles d'autres stations non réunionnaises. Cette comparaison indique que le séisme s'est produit lorsque la pression du magma est brusquement descendue à une valeur insuffisante pour résister au poids de la colonne de roches reposant sur le toit de la chambre magmatique. Ainsi, le séisme de magnitude 5 n'a pas été entraîné par un classique affrontement de forces tectoniques comme pour la plupart des tremblements de terre, mais était plutôt dû au choc du brusque enfoncement de la chambre magmatique par le piston de roches.

UNE CHAMBRE MAGMATIQUE À 1600 MÈTRES SOUS LE SOMMET

Avec Guilhem Barruol, de l'IPGP, et Dominique Reymond, du CEA, nous avons aussi déterminé la polarisation des signaux à très basses fréquences (de 0,003 à 0,01 hertz), c'est-à-dire la direction du vecteur vitesse des particules du sol par rapport à la direction de propagation des ondes. La détermination de cette grandeur est en effet précieuse: elle renseigne sur l'emplacement de la source du signal. Selon nous, celle-ci – donc la chambre magmatique aussi – se trouve entre 1100 mètres sous le niveau de la mer et 900 mètres au-dessus. Dans ce dernier cas, la chambre magmatique se trouverait donc quelque 1600 mètres sous le sommet du piton de la Fournaise.

En 2011, autour de Valérie Ferrazzini, de l'observatoire volcanologique du piton de la Fournaise, une équipe avait cherché à situer les sources sismiques en appliquant la technique dite de «relocalisation de la sismicité locale», qui est plus précise que la localisation classique ➤


**La variation cyclique
de l'inclinaison est
accompagnée de
l'émission de paquets
d'ondes de très longues
périodes** 