



L'apport d'électricité d'origine renouvelable est géré au sein des agences de conduite régionales (ici celle de Mérignac). Le recours à l'intelligence artificielle permettra d'utiliser au mieux cette production par nature variable.

rester dans les nuages, mais finalement sans finesse. Surtout, lorsqu'il y a trop de productions d'ENR, nous ne savons plus trouver une tension de consigne applicable toute l'année. D'où l'idée de passer d'une tension de consigne fixe à une tension dynamique, qui s'adapterait plusieurs fois par jour à l'état réel de la consommation et de la production. » Enedis a donc entrepris des actions R&D afin de mettre au point un algorithme capable de réaliser une telle tâche. Pour cela, un élément clé consiste à disposer en temps réel d'une image de la tension sur le réseau.

« Nous sommes partis d'un algorithme bien connu, un estimateur d'état, explique Dominique Croteau. Il a fallu l'adapter, car il est utilisé sur le réseau transport, qui est en boucle, et comporte de nombreux capteurs de tension et de puissance. Du fait de ces boucles, il y a de nombreuses redondances qui permettent à l'estimateur d'être très précis. Davantage même que les capteurs, dont il corrige les erreurs de mesure. » Il faut en effet bien distinguer le réseau de transport, à très haute tension, qui part des centrales vers les postes sources

où se trouvent les transformateurs HT-HTA, et le réseau distribution qui part de ces postes et va jusqu'au client. Cette configuration est en antenne en quelque sorte, avec un émetteur, le poste source et les récepteurs: les clients. « Dans ce cas, il n'y a pas de boucles, et donc moins de redondances, reprend Dominique Croteau. L'estimateur d'état n'a pas grand-chose à se mettre sous la dent. Notre but était donc de trouver des indicateurs de tension sur le réseau, sans multiplier les capteurs, ce qui coûterait trop cher. »

OPTIMISATION DE LA DISTRIBUTION

La solution est venue des fameux postes « HTA-BT ». On en compte près de 800 000 sur tout le territoire. De parfaits « indices », pourvu que l'on sache s'en servir... « En modélisant la courbe de charge d'un poste HTA-BT tout au long de l'année, nous nous sommes rendu compte que nous obtenions une très bonne estimation de la tension à ce nœud du réseau, raconte Dominique Croteau. Chaque poste constitue donc un point de mesure supplémentaire

pour nourrir l'estimateur d'état. Nous avons également ajouté des capteurs, en nombres limités. Au final, nous avons un profil de tension en chaque nœud du réseau à 1 % près de la réalité, remis à jour toutes les 10 minutes! »

Cette image est la clé d'une gestion dynamique du réseau. Sitôt qu'une anomalie en tension est détectée quelque part, par exemple un apport d'énergie dû à des panneaux photovoltaïques, un second algorithme se met en route pour recalculer instantanément la nouvelle tension de consigne à appliquer au poste source. « Grâce à cette optimisation de la distribution, reprend Benoît Bouzigon, nous gérons l'arrivée de nouveaux producteurs d'ENR en limitant le développement du réseau physique. Auparavant, nous pouvions être amenés à créer un départ depuis le poste source vers ce nouveau producteur, de façon à l'isoler du reste du réseau. Ce ne sera plus nécessairement le cas avec cette gestion dynamique ; l'intérêt économique est évident. »

Deux brevets ont déjà été déposés. La phase de test a commencé, dans deux postes sources situés dans les Pays de la Loire, un autre en Côte d'Azur et un quatrième en cours d'installation en région Bretagne. « Nous attendrons le retour d'expérience de ces quatre postes avant de décider un déploiement plus large, conclut Benoît Bouzigon. Par ailleurs, cette gestion dynamique n'a vocation à être utilisée que sur 10 à 30 % du territoire, là où les ENR sont très présentes. » Les leçons de ces expérimentations devraient être tirées à la fin de 2021. ●

La gestion dynamique du réseau permet de gérer l'arrivée des producteurs d'ENR en limitant le besoin d'infrastructures physiques

L'ESSENTIEL

> Les caldeiras sont de grandes dépressions qui se forment après l'effondrement du toit d'une grande chambre magmatique d'échelle kilométrique.

> Cet effondrement est contrôlé par la vidange de la chambre magmatique lors d'une grande éruption.

> Les effondrements de caldeira se produisent en plusieurs étapes.

> Ces étapes s'accompagnent de l'émission de trains d'ondes sismiques de très basses fréquences. Cela permet de prédire un effondrement avec plusieurs heures d'avance.

L'AUTEUR

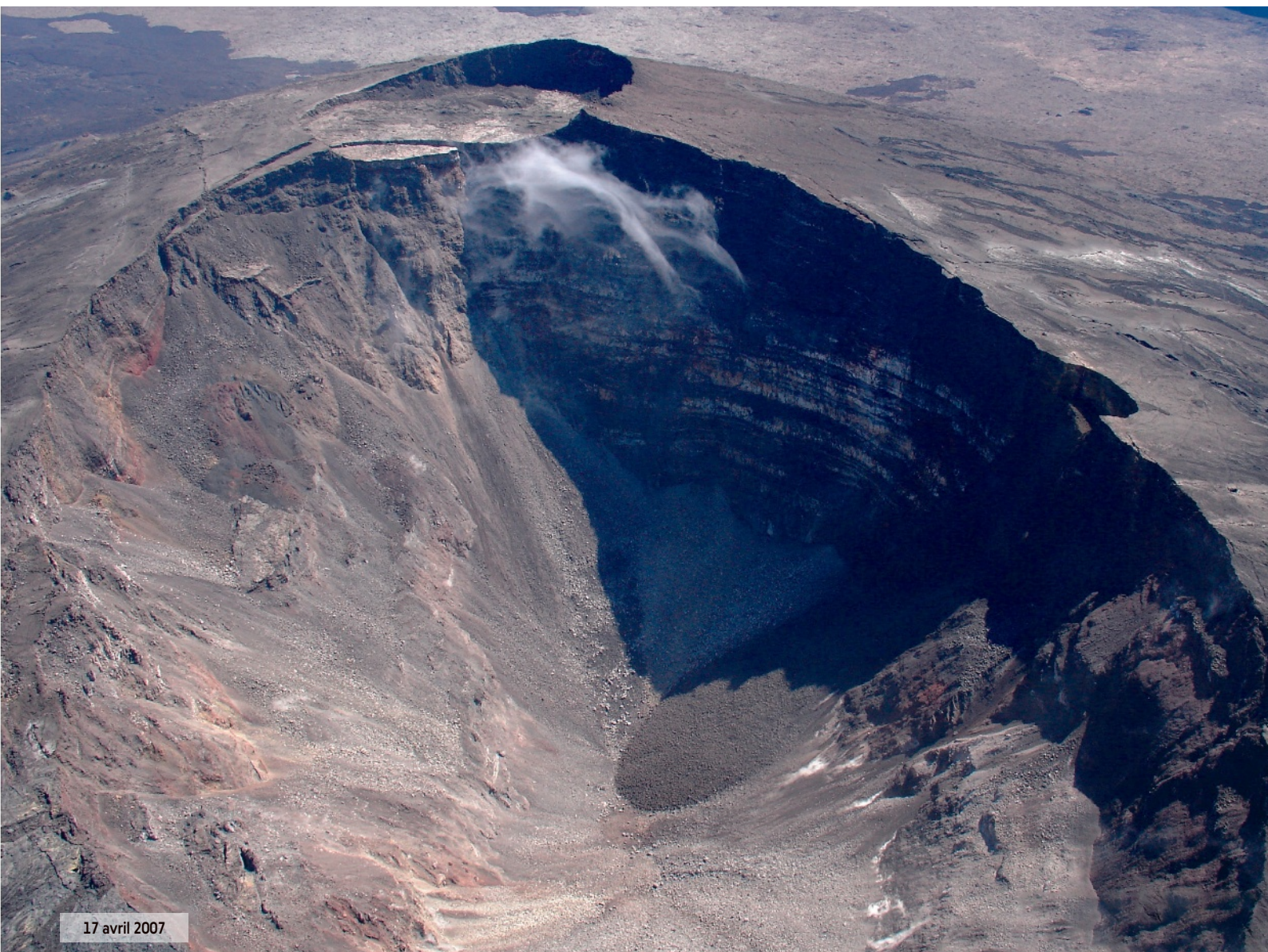


FABRICE R. FONTAINE
volcanologue à l'observatoire
volcanologique et sismologique
de la Martinique, de l'IPGP,
à Saint-Pierre (auparavant en
poste au laboratoire GéoSciences
de l'université de La Réunion)

31 octobre 2006

Prédire l'effondrement des cratères volcaniques

Au cours des grandes éruptions, celles qui émettent des kilomètres cubes de matériaux, des ondes de très basses fréquences indiquent l'imminence de la formation d'une grande dépression – une caldeira – assez tôt pour prévenir les populations.



17 avril 2007

En ce 6 avril 2007, des passionnés observent l'éruption en cours au piton de la Fournaise, prudemment postés à quelque 7 kilomètres du sommet du volcan. Soudain, à 0 heure 48, le cratère Dolomieu, le plus grand cratère du grand volcan actif de La Réunion, s'effondre en produisant un séisme de magnitude 5. Lorsque le 1^{er} mai, l'éruption terminée, on pourra à nouveau observer la surface du cratère, les Réunionnais apprendront qu'elle est descendue de quelque... 340 mètres!

Les volcanologues utilisent le terme de «caldeiras», issu du portugais *caldeirão*, signifiant «chaudron», pour désigner les grandes dépressions qui se forment lors de ce genre d'effondrements au sein d'un édifice volcanique. Les caldeiras résultent de la vidange d'un vaste réservoir de magma sous-jacent. Or les formations de caldeiras sont parmi les

événements les plus menaçants du volcanisme. Ainsi, lorsqu'il y a 640 000 ans l'immense chambre magmatique sous-jacente à ce qui deviendrait le parc américain du Yellowstone, dans le Wyoming, s'est vidangée, elle a émis 1 000 kilomètres cubes de lave et couvert la moitié de l'Amérique du Nord de cendres! La dépression créée par son effondrement mesurait 45 kilomètres de large pour 85 kilomètres de long...

Plus près de nous, en 79 de notre ère, l'éruption du Vésuve qui a précédé l'effondrement du cratère a fait disparaître les villes de Pompéi, d'Herculanum et de Stabies... et formé, à seulement 10 kilomètres au sud-est de Naples, une caldeira de 2,3 kilomètres de diamètre... Et à une dizaine de kilomètres au nord-ouest de Naples, se trouve un autre immense volcan situé autour et sous le golfe de Pouzzoles: les champs Phlégréens. Lorsqu'il y a 39 000 ans sa chambre magmatique s'est >

Le cratère du piton de la Fournaise, à La Réunion, le 31 octobre 2006 (à gauche) et le 17 avril 2007 (ci-dessus) après son premier effondrement. D'autres ont suivi mais n'ont pas beaucoup modifié la structure du cratère.

La partie la plus profonde du cratère se trouve à quelque 340 mètres sous ses bords, soit une profondeur supérieure à la hauteur de la tour Eiffel. Un cratère ou, plus généralement, un édifice volcanique effondrés résultent de l'effondrement d'une chambre magmatique sous-jacente.

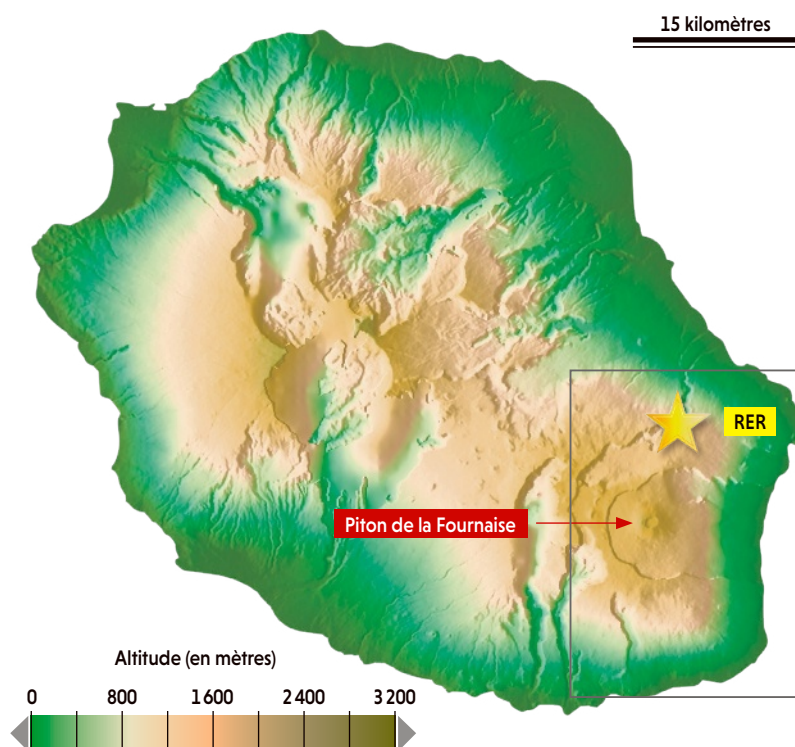
> vidée, elle a émis 150 kilomètres cubes de lave et formé une caldeira de 12,5 kilomètres de diamètre. Qu'arriverait-il à Naples si un tel phénomène se reproduisait à l'avenir, même avec une ampleur moindre?

Si elle est potentiellement très dangereuse, la formation d'une caldeira est heureusement un événement relativement rare à l'échelle de nos vies: en un siècle, seulement sept se sont produits à travers le monde (voir l'encadré page 58). C'est pourquoi l'enregistrement seconde par seconde des phases éruptives qui ont précédé et accompagné la formation d'une caldeira au piton de la Fournaise en 2007 est précieux: il nous a révélé le moyen de prédire avec quelques heures d'avance la formation d'une caldeira.

Comment? Grâce aux mesures réalisées à l'observatoire installé à son piémont par l'Institut de physique du globe de Paris (IPGP), qui fait de ce volcan du sud-est de l'île de La Réunion l'un des mieux étudiés du monde (voir les cartes ci-contre). Apparu il y a environ 530 000 ans, le piton de la Fournaise est dû à l'existence dans la région, depuis 65 millions d'années, d'un panache mantellique, c'est-à-dire d'une vaste remontée de matière chaude à travers le manteau terrestre (les 2 885 kilomètres sous-jacents à la croûte terrestre). Avant 2007, les deux cratères de ce volcan formaient deux dépressions sommitales peu profondes: à l'ouest le cratère Bory, qui date de la première moitié du XVIII^e siècle, et à l'est le cratère du Dolomieu, formé en 1791. La nouvelle caldeira a beau être modeste, elle n'en est pas moins exceptionnelle, car sa formation a pu être suivie de minute en minute.

Tout a commencé en 2006, quand, après une activité intense, une éruption a, entre le 30 août et le 31 décembre, tellement rempli le cratère du Dolomieu que celui-ci a débordé par sa bordure inférieure. Cet épisode n'était qu'annonciateur: l'année suivante, des fissures se sont ouvertes, d'abord au sommet, puis sur le flanc sud-est et, enfin, à 7 kilomètres du sommet, à 590 mètres d'altitude au sud-est.

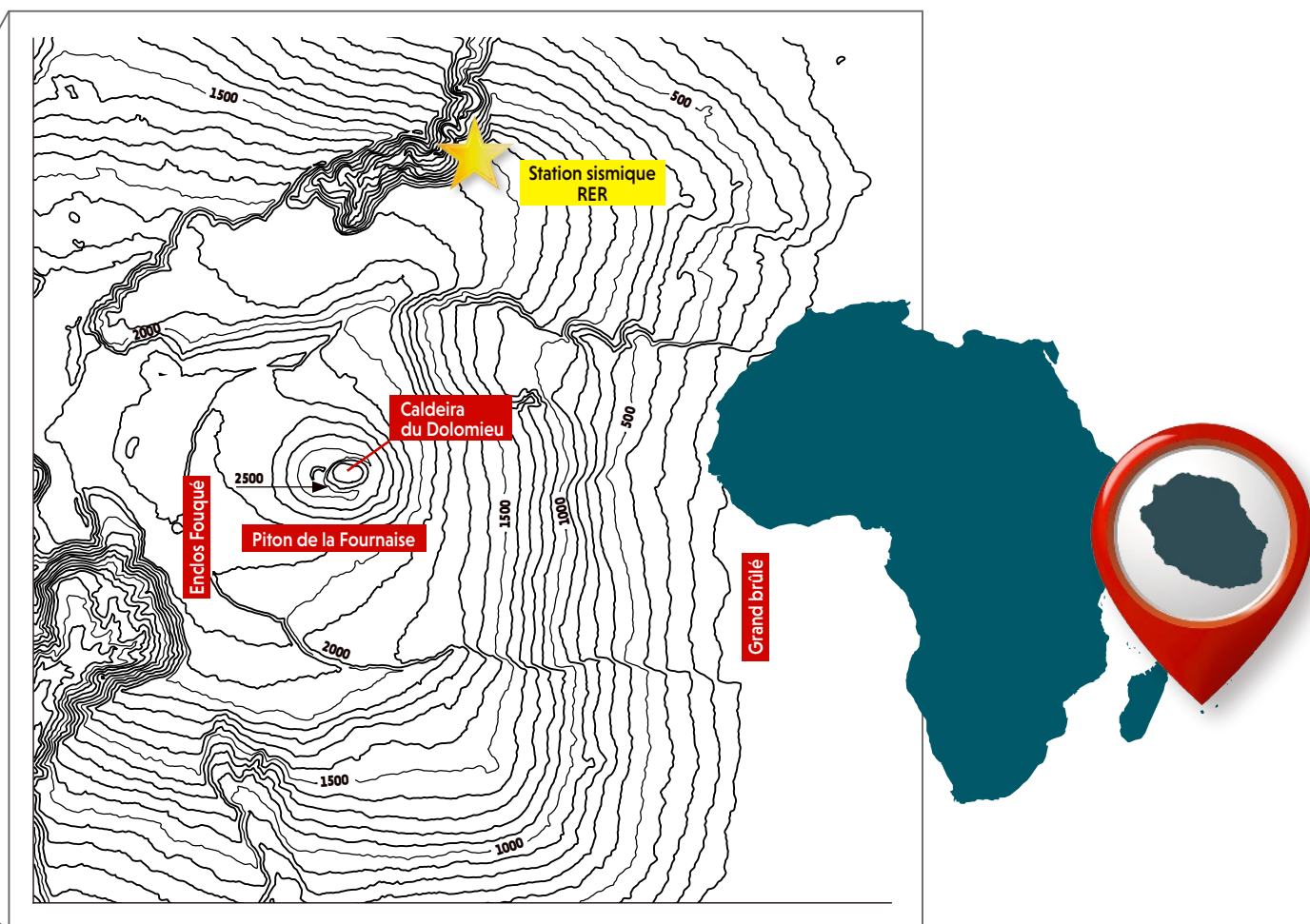
L'une des plus grandes éruptions connues du volcan a alors commencé: elle s'est déroulée en plusieurs épisodes du 18 au 19 février, du 30 au 31 mars et du 2 avril au 1^{er} mai. L'éruption d'avril a produit un volume de laves et d'intrusions – c'est-à-dire d'ouvertures de la roche du volcan par des filons de lave – que l'on estime à 0,24 kilomètre cube. Ce volume apparaît faible si on le compare aux volumes expulsés par d'autres volcans lors de la formation d'autres caldeiras (voir l'encadré page 58). Toutefois, la dépression du Dolomieu est assez importante pour que la séquence qui s'est déroulée lors de sa formation puisse être caractéristique de la formation d'une caldeira.



Le piton de la Fournaise se trouve à La Réunion, île française située à quelque 700 kilomètres à l'est de Madagascar. Plusieurs formations de caldeira ont structuré au cours du temps ce grand volcan bouclier culminant à 2 632 mètres d'altitude. Ainsi, la caldeira du Dolomieu, qui s'est formée en 2007, se trouve au sein de l'enclos Fouqué, une caldeira de 9 kilomètres de large et de 13 kilomètres de long, bordée de falaises de 100 à 400 mètres de haut. Le piton de la Fournaise est l'un des volcans les mieux surveillés du monde, un observatoire volcanologique étant installé sur l'un de ses flancs.



La vidange de la chambre magmatique entraîne l'affaissement de la colonne de roches de la cheminée du volcan



Pour les volcanologues, cette séquence n'a *a priori* rien de mystérieux: il s'agit d'«un coup de piston». Le «piston» est constitué par la masse de roches *grosso modo* cylindrique surmontant la grande chambre magmatique sous pression, qui se trouve sous le volcan réunionnais, comme sous tous les grands édifices volcaniques. Les observations accumulées portant sur les sept formations de caldeiras les plus récentes suggèrent que la colonne de roches constituant le «piston» peut mesurer entre 1 et 12 kilomètres.

LE MODÈLE DE L'EFFONDREMENT D'UNE CALDEIRA

Durant une grande éruption, la vidange de la chambre magmatique entraîne l'affaissement de la colonne, lequel induit une résistance de la roche tout autour du «tube» dans lequel se déplace le cylindre de roches; pour le dire en termes de géophysicien, il se crée une contrainte cisailante annulaire s'opposant au déplacement du piston. Ces efforts mécaniques se traduisent par un gonflement de l'édifice volcanique tout

au long de la faille annulaire bordant la colonne de roches, suivi d'un dégonflement lorsque le piston s'arrête. Un «rebond élastique» se produit ainsi: après s'être déformées pour accommoder la pression latérale exercée par le piston, les roches de l'édifice volcanique reprennent leur forme initiale, démontrant par là que même si elles semblent extrêmement rigides à notre échelle, elles possèdent, à l'échelle du volcan, une certaine élasticité.

Au laboratoire GéoSciences Réunion de l'université de La Réunion et à l'observatoire volcanologique du piton de la Fournaise, nous avons suivi seconde par seconde la mise sous contrainte de l'édifice accompagnée d'un gonflement, puis le relâchement de ces contraintes. Tout cela ne s'est pas produit sans faire de «bruit», en d'autres termes sans l'émission de vibrations. Les descentes du piston ont systématiquement produit le même signal vibratoire caractéristique: des paquets d'ondes sismiques de très longues périodes et ayant sensiblement toujours la même durée.

Les ondes sismiques, rappelons-le, sont des propagations de déformations élastiques de la

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 Roult, 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

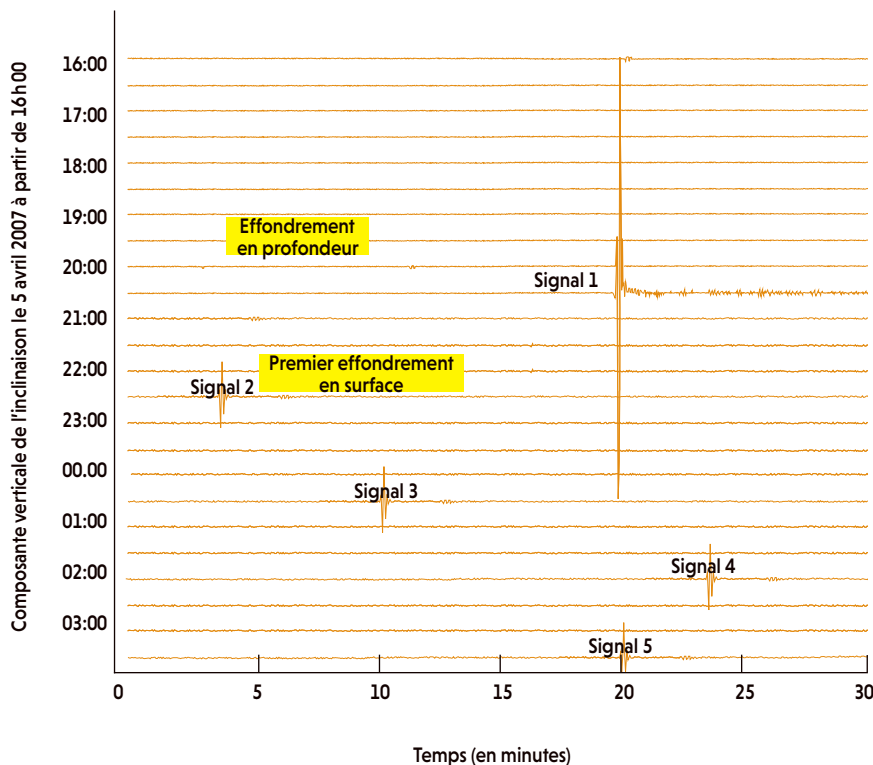
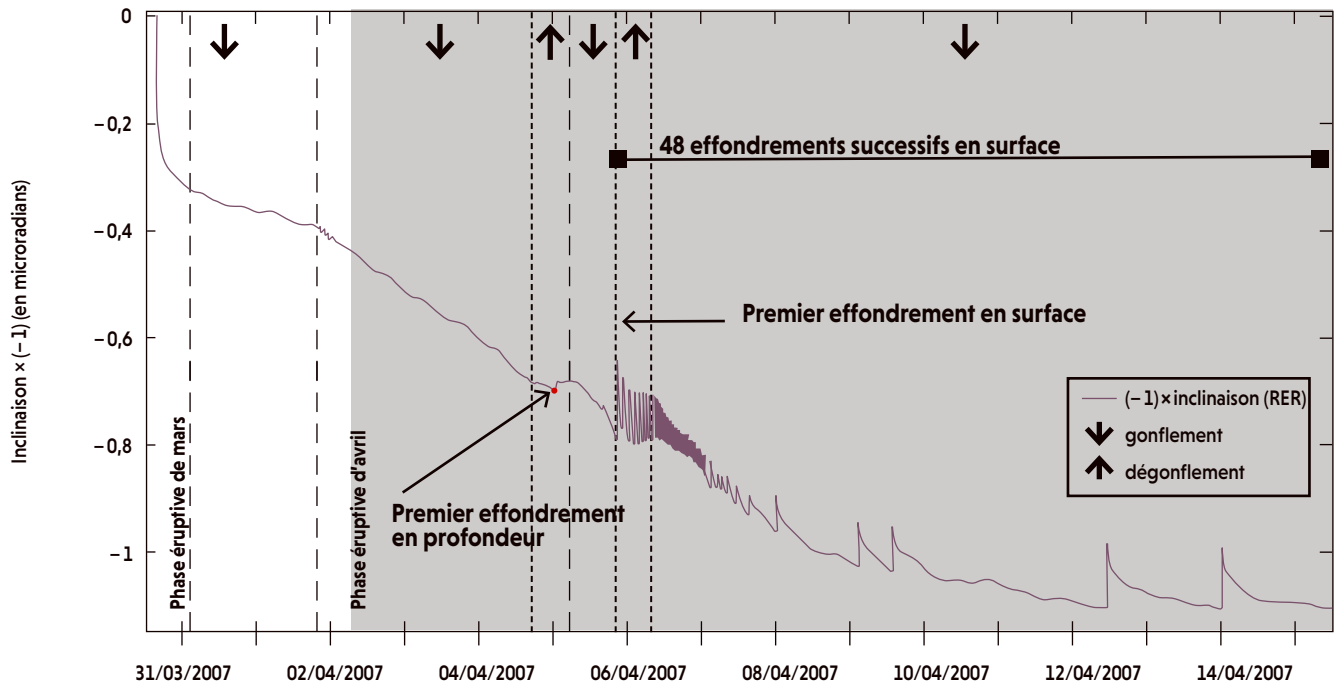
Avec Guilhem Barruol, de l'IPGP, et Dominique Reymond, du CEA, nous avons aussi déterminé la polarisation des signaux à très basses fréquences (de 0,003 à 0,01 hertz), c'est-à-dire la direction du vecteur vitesse des particules du sol par rapport à la direction de propagation des ondes. La détermination 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





Ces enregistrements de la station RER à très large bande passante mettent en évidence, à partir du 5 avril 2007, des cycles d'inclinaison de très longues périodes, que l'on associe aux à-coups de la descente de la colonne rocheuse surmontant la chambre magmatique (*en haut*). Ces cycles s'accompagnent de paquets d'ondes de très longues périodes (très basses fréquences), d'une durée d'environ 20 secondes (*en bas*). Cet ensemble de signaux a précédé le déclenchement de l'effondrement en surface non seulement du cratère du Dolomieu, mais aussi de celui de Miyake-jima, effondré en 2000. Le repérage automatique de ce type de signaux sismiques pourrait prévenir avec quelques heures d'avance de l'effondrement imminent d'une structure volcanique.

> des hypocentres et autres sources sismiques. Les chercheurs avaient utilisé le réseau de sismomètres spécialisés sur les ondes à courtes périodes – des « sismomètres courte période » – implanté sur le volcan.

Frederick Massin, qui a travaillé sur ce sujet pendant sa thèse, m'a fourni la localisation des séismes enregistrés du 5 février au 1^{er} mai 2007, et nous avons été agréablement surpris de constater que 70% d'entre eux se situent entre le niveau de la mer et 800 mètres au-dessus, donc quelque 1700 mètres sous le sommet. Ainsi, tant nos calculs fondés sur la mesure de la polarisation des ondes de basses fréquences que la relocalisation grâce aux données des sismomètres courte période suggèrent que la chambre magmatique sous-jacente à la caldeira du Dolomieu se trouve environ 1700 mètres sous le sommet du piton de la Fournaise.

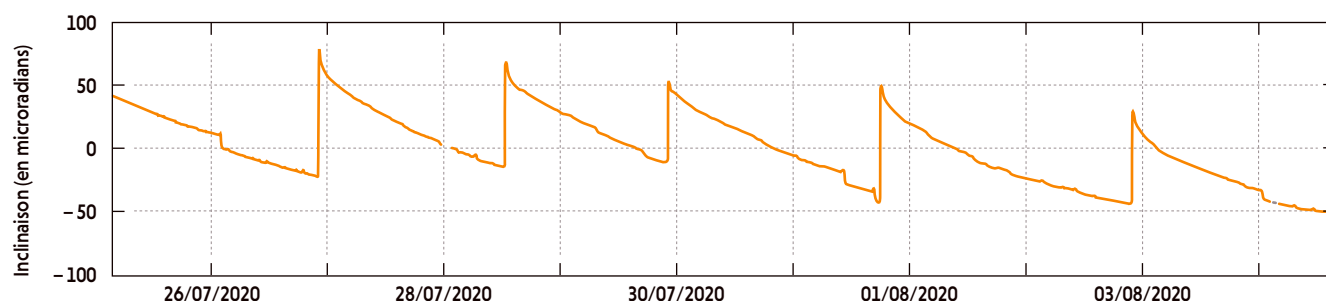
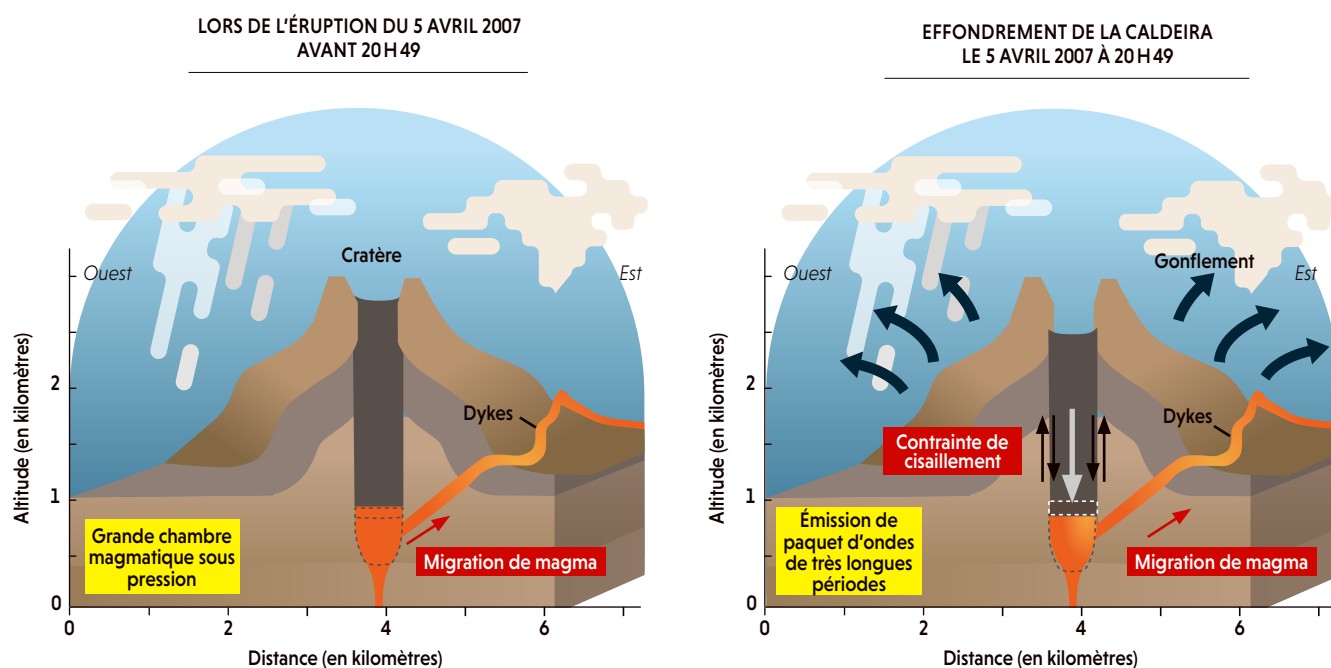
SIGNAUX PRÉCURSEURS ?

Tous ces travaux sur la formation de la caldeira du Dolomieu en 2007 ont largement précisé son déroulement, mais ils ont peut-être fait davantage. Au cours de notre étude, nous avons en effet identifié plusieurs types de signaux qui pourraient être annonciateurs de l'événement. Dans les enregistrements de la station sismique RER (*voir les cartes pages 56-57*), nous avons d'abord mis en évidence des cycles de variation de l'inclinaison du sol en relation avec chaque effondrement (*voir la figure ci-contre*). Ceux-ci s'accompagnent par ailleurs de paquets d'ondes de très basses fréquences et d'une durée d'environ 20 secondes, qui précèdent l'effondrement de la surface de la caldeira du Dolomieu.

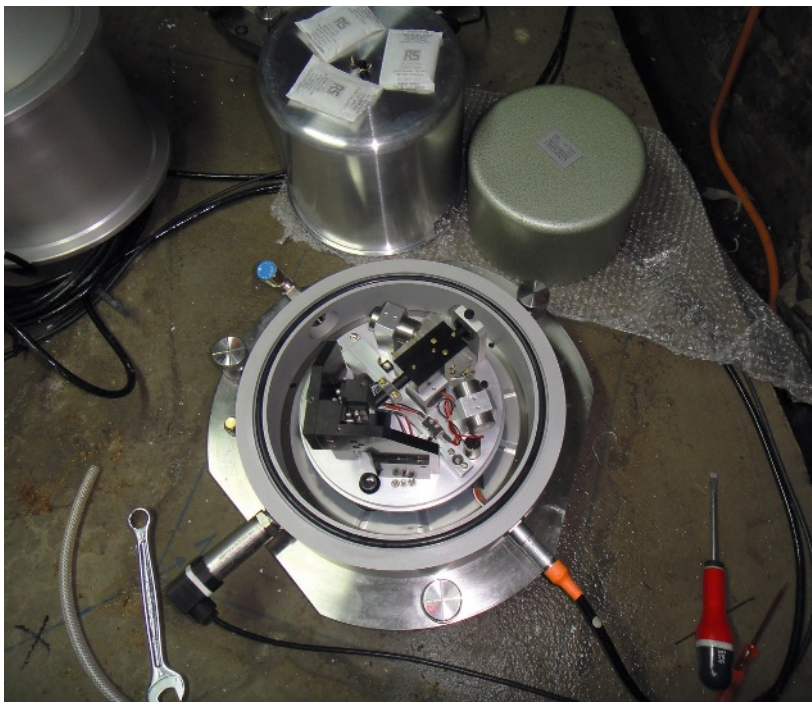
La similitude de ces bouffées d'ondes suggère que chaque effondrement souterrain de la série qui a produit l'abaissement du sol de la caldeira s'est accompagné d'un processus mécanique répétitif (de type collé-glissé), à l'origine de ces émissions sismiques particulières. Si cette hypothèse tient, alors le premier effondrement en profondeur s'est produit approximativement vingt heures avant la rupture en surface. La mesure des variations cycliques de l'inclinaison du sol et des paquets d'ondes de très longues périodes qui les accompagnent nous offre donc la possibilité de détecter le premier effondrement en profondeur des heures avant celui, final, de la surface d'une caldeira.

Ces signaux d'alertes pourraient être complétés par d'autres indices. Nous avons

constaté que les effondrements qui se sont produits entre le 5 et le 14 avril 2007 (*voir la figure ci-dessous*) ont commencé après le début de l'éruption historique d'avril 2007, d'une façon suggérant qu'il existe un lien entre l'activité magmatique et les effondrements. Dès le 5 avril vers 10 heures, les chercheurs de l'observatoire volcanologique du piton de la Fournaise avaient noté une rapide augmentation du débit de magma qui, le 6 avril vers 12 heures, s'était traduite par un passage du débit de 75 mètres cubes par seconde à plus de 200 mètres cubes par seconde, et par l'apparition de fontaines de lave de plus de 200 mètres de hauteur. Ensuite, du 8 avril au 1^{er} mai, l'éruption s'était poursuivie à faible intensité. ➤



La formation d'une caldeira correspond à un phénomène connu en physique sous le nom de « collé-glissé » (ou *stick-slip*), mais à l'échelle d'un volcan. Une colonne de roche n'est plus assez soutenue par une chambre magmatique parce que celle-ci se vidange par une fissure ; elle chute donc, mais par à-coups, car sa descente s'accompagne de l'intensification d'une résistance frictionnelle jusqu'à un point de rupture ; puis le cycle descente-résistance-rupture recommence. Ces cycles s'accompagnent d'allers-retours très lents de l'inclinaison du sol à la surface du volcan, comme ce fut le cas par exemple à Hawaï du 25 juillet à 12 heures au 6 août 2018 (*graphique ci-dessus*).



L'un des capteurs STS-1 du sismomètre horizontal de la station sismique RER, installée au pied du volcan, à l'origine de l'observation des cycles de l'inclinaison du sol.

> Or parallèlement à ces variations du débit magmatique, des variations des écarts temporels entre cycles successifs d'inclinaison du sol à la station RER se produisaient. Ainsi, entre le 6 avril à 0 heure 48 et le même jour à 16 heures, les écarts temporels entre deux cycles d'inclinaison successifs (les intervalles de temps entre deux effondrements) ont diminué tandis que le débit magmatique augmentait; puis, jusqu'au 8 avril à 4 heures 9, ces écarts ont augmenté tandis que le débit diminuait.

UN LIEN ENTRE DÉBIT DE LAVE ET VARIATIONS DE L'INCLINAISON

Ce tableau d'ensemble confirme le lien entre l'activité éruptive (donc de vidange de la chambre magmatique) et l'occurrence des signaux d'inclinaison associés aux effondrements, lien suggéré par le mécanisme d'effondrement que nous avons décrit. L'intervalle de temps entre deux cycles semble inversement proportionnel au débit du magma à travers une fissure éruptive latérale dans la chambre magmatique. Nous avons traduit cette idée en modélisant le système de chambre magmatique en vidange/colonne de roche descendante, et constaté aussi de cette façon la pertinence de l'idée que le débit magmatique à travers la fissure éruptive latérale contrôle la descente de la colonne de roche.

La modélisation analogique (par des formules décrivant le système) et numérique (par la description numérique du système) suggère que des effondrements se produisent en profondeur des heures avant tout effondrement en surface dans les cas où le

«rapport de forme» du toit de la chambre magmatique est compris entre 2 et 4,5. Cette grandeur, définie par le quotient entre la profondeur et le diamètre, peut être estimée par une méthode d'imagerie sismique telle que la tomographie sismique.

Dans les cas de la caldeira du Vésuve en 79 de notre ère, de celle du Pinatubo, aux Philippines, en 1991, de celle de l'île volcanique de Miyake-jima, au Japon, en 2000, et de celle du Dolomieu en 2007, le rapport de forme était élevé. Il aurait par exemple été compris entre 1,9 et 3,8 pour Miyake-jima et se situait vers 4,25 dans le cas du cratère du Dolomieu.

Or, en 2012, des chercheurs japonais avaient décrit des effondrements précurseurs en profondeur à Miyake-jima à partir de l'observation de paquets d'ondes de très basses fréquences. Les observations effectuées au Dolomieu permettent désormais de conclure plus fermement que ces effondrements sont à associer à l'existence d'une chambre magmatique ayant un rapport de forme élevé à Miyake-jima.

En revanche, quand le rapport de forme est faible (inférieur à 1 typiquement), la modélisation suggère que l'effondrement d'une unique colonne de roche se produit en une fois et est accompagné d'un affaissement immédiat du fond de la caldeira. Ce fut probablement le cas lors de la formation de la caldeira de Fernandina, dans l'archipel des Galápagos, en 1968, où le rapport de forme de la chambre magmatique était d'environ 0,3.

SURVEILLER LE VOLCAN ?

Tous ces résultats suggèrent que la surveillance des cratères susceptibles de former des caldeiras implique de surveiller l'évolution du rapport de forme, puisque celui-ci peut évoluer si un nouveau réservoir magmatique apparaît. Dans les cas de chambres magmatiques ayant un rapport de forme assez élevé pour suggérer la possibilité d'effondrements profonds, l'identification de deux types de signaux – les cycles de variations de l'inclinaison et les paquets d'ondes de très longues périodes – permettra peut-être d'anticiper de quelques heures l'effondrement en surface.

Une telle avance de quelques heures serait-elle appréciable? Oui, puisqu'en 1991, l'effondrement du cratère du Pinatubo, aux Philippines, a tué des centaines de personnes (voir la photographie dans l'encadré page 58). Le phénomène, qui accompagnait la deuxième plus importante éruption du xx^e siècle, est aussi associé à une chambre magmatique à rapport de forme élevé. Malheureusement, aucun sismomètre à large bande spectrale n'existait alors sur ce volcan, ni d'ailleurs la notion de ce qu'il aurait servi à surveiller. ■

BIBLIOGRAPHIE

F. R. Fontaine et al., **Very- and ultra-long-period seismic signals prior to and during caldera formation on La Réunion Island**, *Scientific Reports*, vol. 9, article 8068, 2019.

F. Marra, **Le volcan aux portes de Rome**, *Pour la Science*, n° 479, pp. 40-47, août 2017.

cité

sciences
et industrie

CONFÉRENCES

journée mondiale des intelligences animales

samedi 6 février 2021

© Remy Marion



accès gratuit
sur réservation obligatoire
cite-sciences.fr

L'ANIMAL
& L'HOMME