

# GÉOPHYSIQUE

## \* Les sismomètres

peuvent mesurer les mouvements du sol, leur accélération ou leur vitesse.

\* **Les ondes P**, les plus rapides, sont les premières à arriver en surface lors d'un séisme. Elles se propagent dans la croûte à 4 km/s environ mais peuvent être ralenties dans les roches peu consolidées. Elles compriment et détendent alternativement les roches, à la manière d'un accordéon.

\* **Les ondes S**, les secondes à arriver en surface, sont les plus destructrices : elles cisailent les roches. Elles sont 1,7 fois plus lentes que les ondes P, et ne se propagent pas dans un fluide.

⇒ du magma directement depuis une profondeur de 20 kilomètres. Quel est le mécanisme sous les volcans napolitains? Puisent-ils à la même source et comment? Si oui, pourquoi ont-ils des formes aussi différentes?

Face à ces interrogations, un ambitieux projet, actuellement dans sa phase finale, est né dans les années quatre-vingt-dix sous l'égide du Groupe national de volcanologie italien (GNV) dans le but de décrire avec précision les structures profondes sous ces édifices. Ce projet très volontariste, car décidé en dehors d'une crise, s'inscrit dans une démarche plus large de prévention du risque volcanique. L'idée était d'utiliser les techniques d'imagerie du sous-sol développées à la fois par les géophysiciens pour étudier les zones sismiques et par les industriels pétroliers pour repérer les réservoirs d'hydrocarbures, techniques connues sous le terme générique de « tomographie sismique » (lire « La tomographie », ci-dessous). En général, les fonds nécessaires à ce type d'expériences fort coûteuses ne sont débloqués qu'en cas de force majeure.

Cette initiative n'était pas la première du genre. Dans les années soixante-dix, une première exploration sismique avait été réalisée dans la baie de Naples [2]. Elle montrait une croûte terrestre très fracturée dans ses premiers 3 kilomètres de profondeur. Des systèmes de failles d'orientation différente, hérités de plusieurs épisodes géologiques, se superposent et entaillent le socle calcaire sur lequel reposent les volcans. Existe-t-il un lien de cause à effet entre ces structures faillées et le volcanisme plus récent?

Les seules informations directes concernant les deux zones

volcaniques nous viennent de forages effectués dans les années quatre-vingt par la société pétrolière AGIP et l'agence d'électricité italienne ENEL, qui s'intéressaient alors au potentiel géothermique de la région. Ces informations sont très locales : dans la caldeira des champs Phlégréens, la température atteint 340 °C à 3 kilomètres de profondeur. C'est relativement peu élevé au regard des 1 000 °C nécessaires pour faire fondre les roches qui donnent le magma. Les poches magmatiques, s'il y en a, sont donc plus profondes. Et, sous le Vésuve, les températures mesurées dans un seul forage sont encore plus basses : environ 50 °C à 2 kilomètres de profondeur.

## Crise sismique

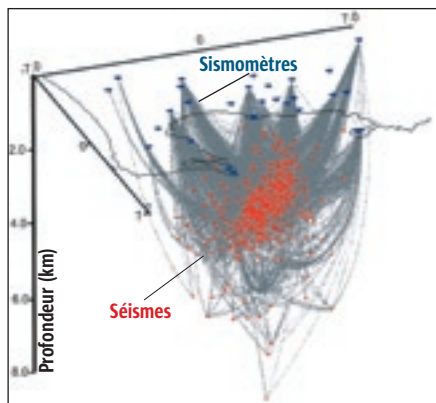
La crise bradysismique de 1982 à 1984 dans les champs Phlégréens a suspendu ces investigations géothermiques. En revanche, elle a offert l'opportunité d'enregistrements sismiques sans précédent : hors crise, la caldeira tremble peu. En novembre 1983, les scientifiques italiens ont saisi cette occasion. Ils ont invité une équipe de l'université du Wisconsin, la plus performante en la matière à l'époque, pour déployer une quinzaine de sismomètres\* très perfectionnés à l'intérieur de la caldeira. Ce réseau, complémentaire du réseau permanent de l'Observatoire du Vésuve, dont le maillage est plus lâche, a fonctionné pendant six mois. La tomographie des premiers 2 kilomètres de profondeur, réalisée grâce à ces données, a révélé un milieu très fracturé dans lequel les ondes sismiques compressives, dites P\*, sont très ralenties. Il est aussi saturé en eau, comme l'indique le report inhabituellement élevé entre la vitesse de ces ondes P et celle des ondes de cisaillement dites S\* [3]. La localisation des séismes, tous confinés au-dessus de 4 kilomètres, laissait supposer qu'en dessous les roches étaient plus malléables. Une vision confortée par la détection d'une autre zone de forte variation des vitesses sismiques vers 4 ou 5 kilomètres, lors d'une expérience de sismique active réalisée après la crise [4].

Dans les années quatre-vingt-dix, l'interprétation la plus courante était donc qu'il existait un réservoir de magma au centre de la caldeira entre 4 et 5 kilomètres de profondeur. Mais cette hypothèse présentait d'importantes faiblesses. Elle ne permettait pas d'expliquer les déformations exceptionnelles de la crise de 1982-1984 : mécaniquement, pour générer un tel soulèvement, il faut un moteur très ponctuel et situé dans le premier kilomètre. Or, le magma nécessaire à une telle poussée s'étalerait sur une surface trop importante. De plus, sa présence aurait dû se traduire par des températures plus fortes que les 340 °C mesurés. Quant au Vésuve, dont l'activité sismique est insuffisante pour sonder la structure interne, tout restait à faire par des techniques artificielles. Des indices pétrologiques situaient un réservoir potentiel à 3 kilomètres sous l'édifice, mais il n'existait pas de preuve de la présence de ce magma.

C'est dans ce contexte que le GNV a lancé son programme de « tomographie sismique active », visant à déployer plus

## La tomographie

Les ondes sismiques sont des vibrations qui se propagent à des vitesses différentes suivant le milieu qu'elles traversent, comme le son se propage plus vite dans l'air sec que dans l'air humide. Leur temps de propagation et leur amplitude reflètent donc les particularités du milieu qu'elles ont traversé. L'analyse des temps d'arrivée de ces ondes, enregistrés par des sismomètres distribués à la surface



de la Terre ou sur les fonds marins, donne ainsi indirectement accès à l'intérieur de la structure étudiée. Cette technique, appelée tomographie sismique, est similaire à celle utilisée en médecine pour reconstruire des images du corps humain. Plus le réseau de récepteurs déployés est dense et bien réparti, meilleure est l'image obtenue. On parle de tomographie sismique « active » quand les ondes sont générées artificiellement par des sources explosives, comme le font les pétroliers pour repérer les réservoirs d'hydrocarbures, et « passive » quand elles sont produites par les séismes. Dans le cas d'un volcan, l'objectif est d'identifier les zones susceptibles d'abriter du magma. La figure représente les trajets des ondes émises par les séismes entre 1982 et 1984 ayant été utilisées pour sonder le sous-sol des champs Phlégréens.

# Les éruptions versatiles du Vésuve

À 15 kilomètres du centre de Naples, vers le sud-est, le Vésuve se dresse à 1281 mètres d'altitude et domine sur 10 kilomètres à la ronde 18 communes où vivent aujourd'hui près de 700 000 personnes. En l'an 79 ap. J.-C., après une période de repos d'environ sept cents ans, il détruisit en deux jours Pompéi, Herculanium, Oplontis et Stabies. Il déversa des produits volcaniques sur les pentes environnantes pendant mille ans. Puis, à la faveur d'une période de repos d'environ cinq cents ans, les nouvelles générations oublièrent la nature de la montagne. Son réveil en décembre 1631 n'en fut que plus douloureux : 6 000 morts et 500 kilomètres carrés dévastés. Entre 1631 et 1944, se succédèrent de fréquentes éruptions, alternant entre de petits phénomènes explosifs et des émissions effusives de lave. La dernière éruption commença le 18 mars 1944 et dura jusqu'aux premiers jours d'avril. Depuis, le Vésuve est en phase de repos, ne se manifestant au cours de ces cinquante dernières années que par de faibles rejets de gaz et un peu de sismicité.



LE CRATÈRE du Vésuve s'est formé après l'éruption explosive de l'an 79 av. J.-C., dans l'ancien volcan, le mont Somma.

© ROGER RESSMEYER/CORBIS

d'une centaine de sismomètres par expérience, seul moyen d'acquérir une image précise de ces structures profondes. Le premier volet a été consacré au Vésuve. Après une première expérience de validation du protocole en 1994, 14 tirs à terre ont été réalisés en 1996, et plus de 3 500 en mer en 1997 par le *Nadir*, navire océanographique français. Ces tirs ont été enregistrés par 140 stations déployées autour du Vésuve sur un périmètre de 30 kilomètres par 40. Au cours de l'analyse de, plus de 150 000 sismogrammes, de 1999 à 2001, une réalité s'est vite imposée. Pour décrire la croûte moyenne, vers 10 kilomètres, où l'on suppose que se mettent en place les phénomènes qui se manifestent ensuite à la surface, il fallait d'abord résoudre les questions liées à la croûte superficielle. La complexité importante des premiers 4 kilomètres masque en effet les variations plus

profondes. Nous avons donc commencé par reconstituer une image des premiers 3 kilomètres en utilisant les temps d'arrivée des ondes les plus rapides (celles qui s'enfoncent le moins dans le sol et sont les premières enregistrées sur les sismogrammes [5]). Cette image ne montre aucun indice de roches contenant du magma, comme le laissaient présager les basses températures mesurées dans le forage. Cette première étape réalisée, nous nous sommes focalisés sur un signal de très forte amplitude arrivant plus tard sur les sismogrammes, donc reflétant des structures plus profondes. Il montre qu'à environ 8 kilomètres de profondeur la vitesse des ondes P chute brutalement, ainsi que celle des ondes S, qui atteint une valeur très faible [6]. Autrement dit, au-dessous de cette profondeur, les ⇒

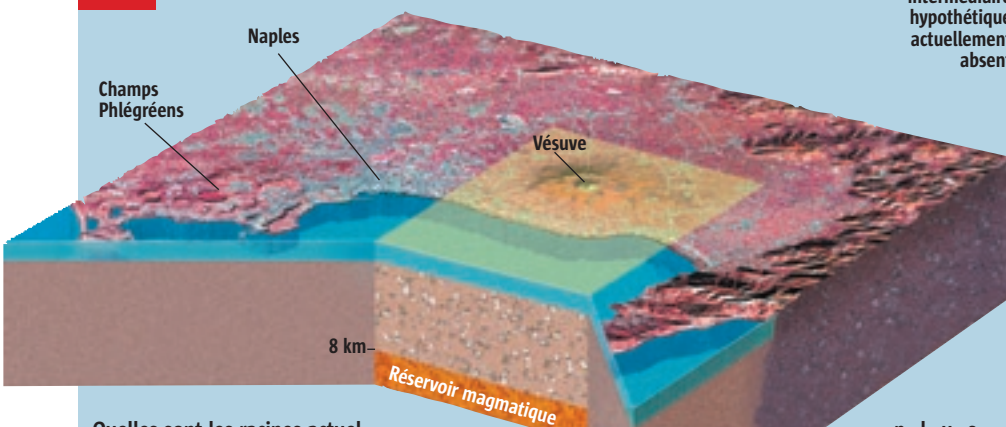
[1] G. Berrino, et al., *Bull. Volcanol.*, 47, 187, 1984.

[2] I. Finetti et C. Morelli, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 16, 175, 1974.

[3] R. Aster et R.P. Meyer, *Tectonophysics*, 149, 195, 1988.

[4] F. Ferrucci, et al., *J. Geophys. Res.*, 97, 15351, 1992.

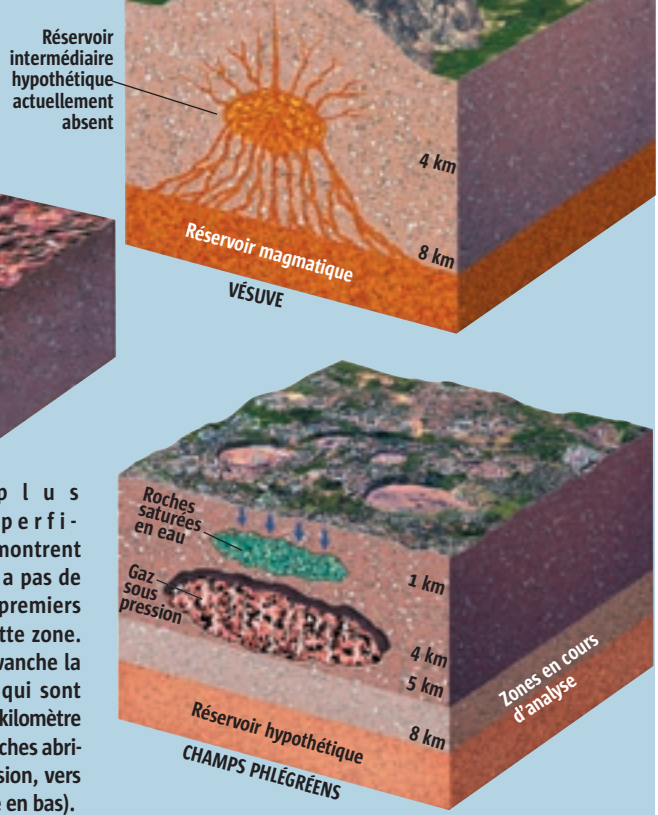
## Fig.1 Un réservoir magmatique commun?



Quelles sont les racines actuelles du volcanisme dans la baie de Naples? Sur le schéma ci-dessus, la tomographie montre que, sous le Vésuve, le magma le plus superficiel (en orange) se trouverait vers 8 kilomètres de profondeur. On ne voit donc pas à l'heure actuelle de magma remontant vers la surface, en transit dans un réservoir intermédiaire, ce qui pourrait

se produire avant une éruption (ci-contre en haut). Quasi horizontal, le réservoir détecté à 8 kilomètres est observé sur toute la zone sondée (ci-dessus en jaune). Se poursuit-il sous les champs Phlégréens? L'imagerie à ces profondeurs est en cours d'élaboration. Mais les

plus superficielles montrent déjà qu'il n'y a pas de magma dans les premiers 5 kilomètres sous cette zone. Elles indiquent en revanche la présence de roches qui sont saturées en eau vers 1 kilomètre et, surtout, celle de roches abritant du gaz sous pression, vers 4 kilomètres (ci-contre en bas).



© INFOGRAPHIES: PATRICK TAERON - PHOTO: CNES/SPOT IMAGE/MOA QUI



**LES COLONNES DU TEMPLE DE SÉRAPIS, au cœur de la ville de Pouzzoles, sont plus ou moins immergées au gré des déformations du sol. Les traces de mollusques marins qui les colonisent sont d'excellents indicateurs de ces mouvements.**

© JONATHAN BLAIR/CORBIS

⇒ roches pourraient être en fusion partielle. Cette limite correspondrait ainsi au toit d'un réservoir magmatique dans la croûte intermédiaire.

Sous le Vésuve, il semble donc qu'un réservoir de magma se situe aux alentours de 8 kilomètres et qu'il n'y en ait pas d'autre plus près de la surface (tout du moins d'une taille dépassant le kilomètre cube, la limite de résolution de notre tomographie) [fig. 1]. Le toit du réservoir repéré, quasi horizontal, s'étend sur toute la zone sondée par les ondes sismiques émises depuis le bateau, soit une surface de 20 kilomètres sur 20. Il pourrait donc être bien plus vaste. Se poursuit-il à la même profondeur sous les champs Phlégréens ou remonte-t-il jusqu'à 4 kilomètres, au niveau supposé du réservoir magmatique?

Répondre à cette question était l'objectif du deuxième volet du

projet, focalisé sur les champs Phlégréens. Il s'est déroulé en septembre 2001. Durant cinq jours, le *Nadir* a effectué environ 5 000 tirs en mer, enregistrés par 72 stations à terre et 62 stations réparties sur le fond marin. Le traitement initial de ces données vient d'aboutir : 77 000 temps d'arrivée ont été repérés sur les enregistrements sismiques. Comme pour le Vésuve, l'imagerie de la partie superficielle était un passage obligé avant de pouvoir s'attaquer aux structures profondes : elle décrit un anneau, de 8 à 12 kilomètres de diamètre et de 1 à 2 kilomètres de haut, au travers duquel les ondes se propagent plus rapidement [7]. L'effondrement d'un bloc central a provoqué la remontée de laves sur le pourtour fortement fracturé, où les fluides peuvent circuler et où la température est donc élevée. Mais, surtout, cette image ne révèle aucune trace de réservoir magmatique à moins de 3 kilomètres de profondeur [8].

## Gaz sous pression

Au vu de ce modèle, les séismes de la crise de 1984 ont pu être exploités à nouveau pour étendre la tomographie en profondeur [9]. Résultat : juste à l'aplomb de la ville de Pouzzoles, à 4 kilomètres de profondeur, où ont lieu les secousses, le rapport de vitesse des ondes P et S est anormalement faible. Cette caractéristique est typique de roches abritant du gaz sous pression. Ce ne serait donc pas du magma qui résiderait à ces profondeurs, comme on le supposait, mais du gaz.

Si l'on ne peut pas se prononcer sur la nature de ce gaz, ce résultat offre un nouveau scénario pour expliquer les

déformations du sol. La présence de gaz peut en effet provoquer des soulèvements en surface, en diffusant au travers de couches superficielles formées de tufs (roches volcaniques très poreuses qui peuvent gonfler considérablement) [10]. L'origine de ce gaz reste débattue : il pourrait provenir du dégazage du magma, de l'eau de surface qui s'infiltrerait dans le sous-sol, de la déshydratation des roches, ou encore de la dissolution de carbonates. La circulation des fluides semble donc jouer un rôle clé dans les mécanismes de déformation de cette région.

Quant à l'image plus profonde de l'éventuel réservoir commun sous le Vésuve et les champs Phlégréens, il faudra encore patienter deux ans, le temps nécessaire à l'analyse de l'ensemble des nouvelles données. En attendant, les résultats des tout premiers kilomètres soulignent l'influence déterminante des fluides à l'intérieur de ces structures faillées. D'un côté, sous la caldeira des champs Phlégréens, les températures sont plus hautes, la circulation de fluides chauds dans les roches conduirait à la présence de gaz. De l'autre, sous le Vésuve, la circulation de fluides froids provenant des Apennins pourrait au contraire refroidir les roches superficielles, expliquant les températures mesurées, bien plus basses.

Dans ce schéma, la source de magma pourrait être commune à 8 kilomètres. Les résultats de la tomographie ont d'ailleurs relancé le débat sur l'interprétation des mesures géochimiques des roches et des gaz. Elle penchait jusque-là en faveur de deux sources magmatiques profondes distinctes pour les deux volcans [11]. Mais les signaux chimiques diffèrent-ils vraiment ? Si des différences existent, sont-elles liées aux disparités de surface ? Les discussions sont en cours.

Que peut-on conclure sur l'évolution de l'ensemble de ce système ? Aujourd'hui, il n'y a pas de magma dans la zone superficielle. Mais s'il se déplace de la zone des 8 kilomètres, comment le détecter ? Comment identifier l'endroit où il pourrait éventuellement se loger ?

On peut envisager de faire du « suivi de réservoir », comme les industriels pétroliers. Cela consiste à installer un réseau de sismomètres à demeure et à renouveler régulièrement les expériences de sismique active pour détecter des changements, s'ils ont lieu. Étant donné les temps de transfert du magma dans les roches, un laps de cinq à dix ans entre deux images semble raisonnable. Mais cette stratégie exige la maintenance de ce réseau pendant des dizaines d'années, y compris entre les expériences. Un dispositif qui nécessite une densité de stations importante, même s'il ne réclame pas l'écoute incessante d'un réseau de surveillance.

Bien évidemment, cette méthode n'est que complémentaire de la surveillance classique, dont les outils restent les mieux adaptés en cas de crise préruptive. Et la profondeur de 8 kilomètres du réservoir repéré laisse espérer qu'une remontée massive et rapide donnerait des signaux précurseurs suffisamment clairs pour être détectée à l'avance.

■ J. V. et A. Z.

[5] A. Zollo et al., *Geophys. J. Int.*, 151, 266, 2002.

[6] E. Auger et al., *Science* 204, 1510, 2001.

[7] A. Zollo et al., *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2003.

[8] S. Judenherc et A. Zollo, *J. Geophys. Res.*, à paraître.

[9] T. Vanorio et al., *J. Geophys. Res.*, soumis.

[10] G. Chiodini et al., *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1434, 2003.

[11] L. Civetta et al., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75, 183, 1997.