

ÉRUPTION PLINIENNE MAJEURE DANS UN ARC VOLCANIQUE : SANTORIN

Daniel Levert, animateur des Tribunes libres de la SAGA.



Figure 1. Localisation de Santorin, en mer Égée, dans le sud de l'archipel des Cyclades (flèche rouge).

Il y a environ 8 600 ans se produisaient chez nous, dans le Massif central, aux puys de la Vache et de Lassolas, les dernières éruptions volcaniques observées par nos ancêtres en France.

Cependant en Europe, ce n'étaient pas les dernières puisque, 5 000 ans plus tard, il fallut que ce soit en Grèce, pays des légendes, que se produisit une éruption titanesque, il y a donc environ 3 650 ans. Avec un Indice d'Explosivité Volcanique (1) voisin de 7,

cette éruption surpassa en puissance toutes les éruptions européennes historiques d'un point d'indice VEI, soit dix fois plus puissante que le Vésuve en Italie, ou le Lac de Laach en Allemagne, mais cependant avec un point d'indice VEI de moins que Yellowstone, ou Long Valley, aux États-Unis.

C'est bien à Santorin, dans le sud de l'archipel des Cyclades, que cette éruption plinienne majeure s'est produite (figure 1).



Figure 2. La caldera de Santorin : Athinios, le port d'arrivée des ferries, les trois principaux villages : Théra, Oia, Therassia et les bouches éruptives de Kameni, très actives.

Cette éruption cataclysmique sur cette île volcanique, à l'époque peuplée d'environ 30 000 personnes, ne causa aucun mort car les habitants ont incontestablement su évaluer les risques et réagir à temps en prenant la fuite grâce à leur flottille, nécessaire en temps ordinaire... mais vitale en l'occurrence.

Santorin reste un volcan très actif ; ses dernières éruptions ont eu lieu en 1866-70, 1925-28, 1939-41 et en 1950.

Aujourd'hui, le tourisme de masse se déverse sur cette île au départ de nombreux bateaux de croisière, une manne qui fait le bonheur des autochtones, mais ce n'est pas notre sujet...

Pour nous, Santorin montre une superbe caldera volcanique (figure 2) de 12 km de long sur 7 km de large... mais quelle a été son histoire géologique ? C'est ce que je vais essayer de vous faire partager à la suite de mes observations en juin 2017 et d'un travail documentaire sur ce volcan remarquable.

Le fruit d'une intense tectonique de plaques

L'Est méditerranéen notamment est le lieu d'une tectonique de plaques toujours très active : alors que la plaque anatolienne coulisse vers l'ouest le long de la faille nord-anatolienne, cette plaque est précédée dans son mouvement par la microplaque égéenne, située sous la mer Égée, dont la trajectoire est actuellement sud/sud-ouest (figure 3). La plaque africaine se déplace vers le nord et plonge en subduction sous les deux plaques précédentes. Les vitesses actuelles de subduction de la plaque africaine se situent entre un et 4 cm par an. La microplaque égéenne, dans un contexte de rotation vers le sud, est le siège de failles de transtension sud/sud-ouest, certaines s'ouvrant rapidement à des vitesses de l'ordre de 3 à 8 centimètres par an (Dewey et al. 1973).

L'arc volcanique égéen : un magmatisme combiné de subduction et fissural

Le manteau lithosphérique de la plaque africaine, ici épaisse d'environ 80 km, porte une croûte océanique épaisse d'environ 7 km ; la plaque africaine s'enfonce dans le manteau asthénosphérique sous la microplaque continentale égéenne, selon un angle de 25°.

La plongée de la plaque africaine crée une fosse de subduction entre l'Afrique et la Crète, appelée fosse hellénique, ou fosse ionienne. La progression rapide de la plaque plongeante, à raison de 35 mm par an (E. Vassilakis, 2011) provoque une sismicité importante (figure 4) qui signe abondamment son activité par des séismes de magnitudes supérieures à M3, séismes enregistrés par USGS-NEIC entre 1973 et 2007.

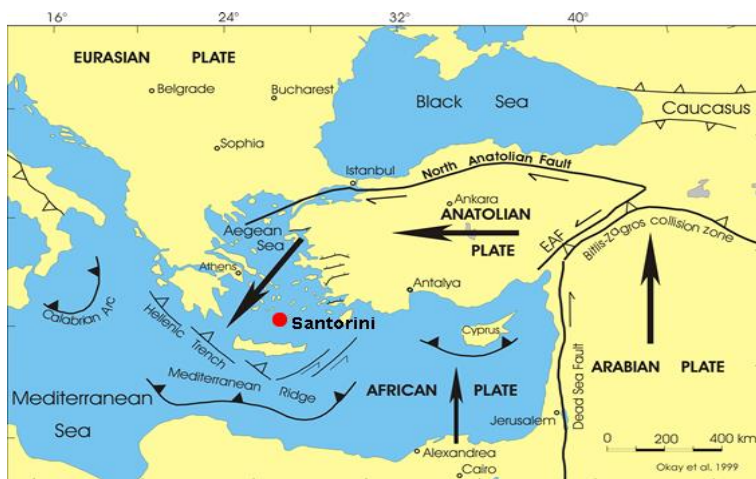


Figure 3. Déplacement relatif des principales plaques.

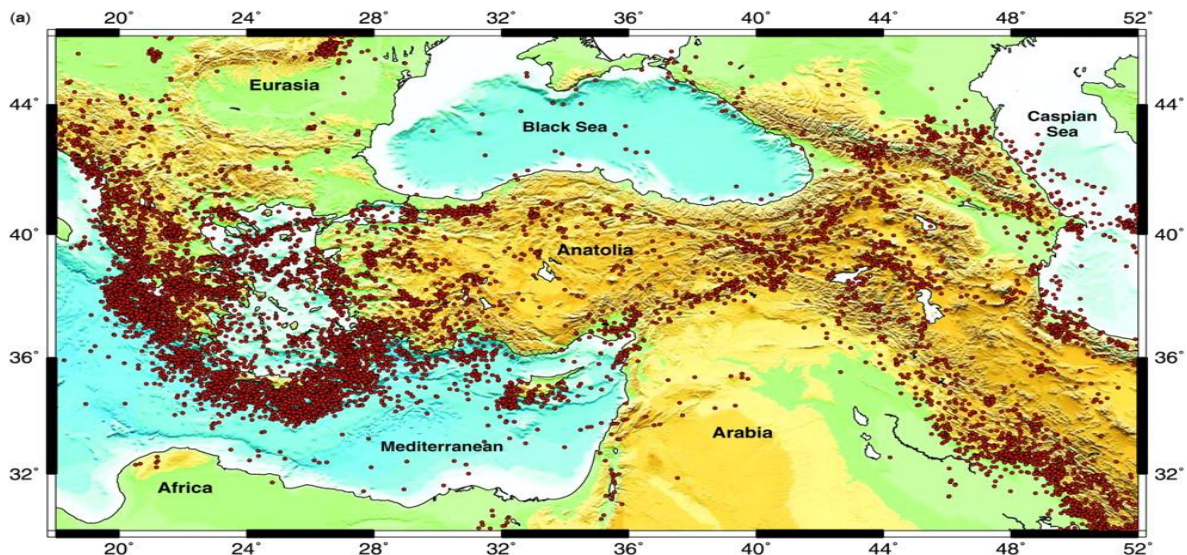


Figure 4. Les séismes de magnitude supérieure à 3, entre 1973 et 2007 (USGS-NEIC).

La détermination de la profondeur des hypocentres de ces séismes permet de repérer le plan de Wadachi-Benioff (2) lié à la plaque plongeante et localise ainsi globalement la profondeur de cette plaque en mouvement (figure 5). Les séismes qui se produisent effectivement dans le plan de Wadachi-Benioff gardent une part de « mystère géologique » car, au-delà d'une profondeur de 50 km, le comportement ductile des roches ne devrait pas permettre de séisme. Le plan de Wadachi-Benioff en mer Égée est repérable jusqu'à une profondeur de 170 km.

L'arc volcanique s'étend sur une longueur d'environ 500 km, et une largeur de 20 à 40 km (figure 6) ; il est balisé d'est en ouest par les principales îles volcani-

ques : Égine, Methana, Poros, Milos, **Santorin**, Kos, Yali, Nisyros. Au total, seize complexes volcaniques plus ou moins affirmés sont identifiés.

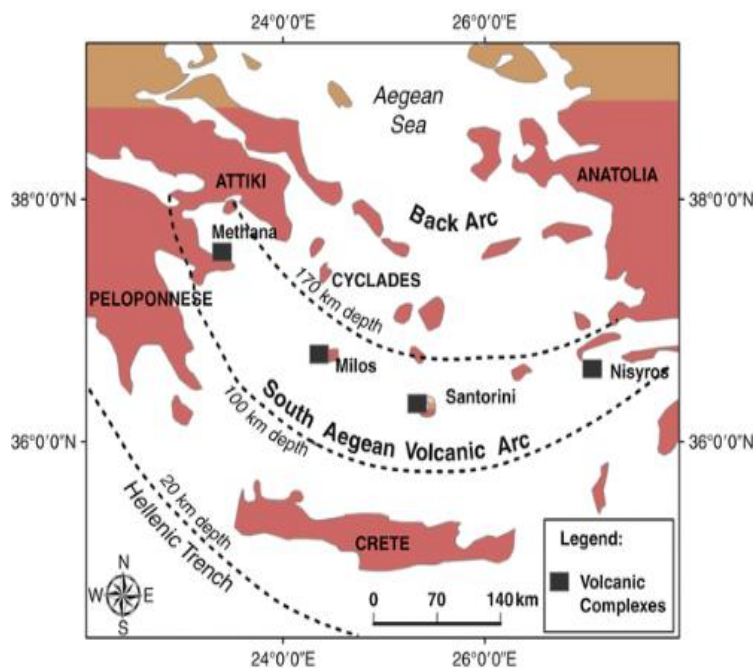


Figure 5. Profondeur du plan de Wadachi-Benioff sous la plaque égéenne.

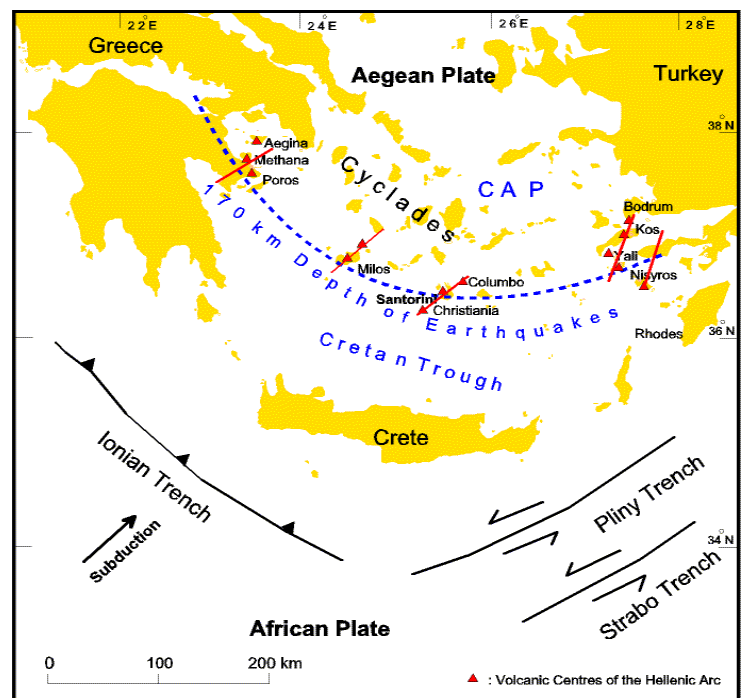


Figure 6. Principales îles de l'extension de l'arc volcanique.

Le magmatisme de l'arc égéen

La source du magma primaire de Santorin se situe entre 60 et 90 km de profondeur, sous la microplaque égéenne, dans le manteau asthénosphérique surplombant la plaque africaine en subduction. Ceci a été mis en évidence par des études de tomographie sismique et de géochimie de B. C. Papazachos (figure 7).

La déshydratation de la croûte océanique plongeante, et sa décompression par traction sous son

propre poids, favorise, vers 80 km de profondeur, des fusions partielles des sédiments puis des péridotites du manteau lithosphérique de la plaque égéenne (figure 8) ; le magma primaire généré dans ce type de conditions est classiquement à caractère calco-alcalin.

Le magma remonte vers la surface par simple effet gravitaire car il est plus léger que l'encaissant. Lors du cheminement magmatique vers la surface, se forment d'abord des chambres magmatiques intra-plaques dans l'asthénosphère lithosphérique puis dans la croûte continentale égéenne peu épaisse de 25 km d'épaisseur.

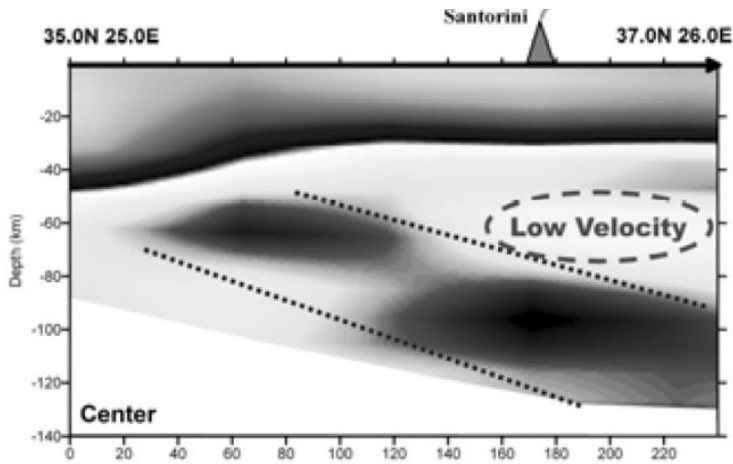


Figure 7. Repérage de la plaque africaine plongeante par tomographie sismique (B. C. Papazachos).

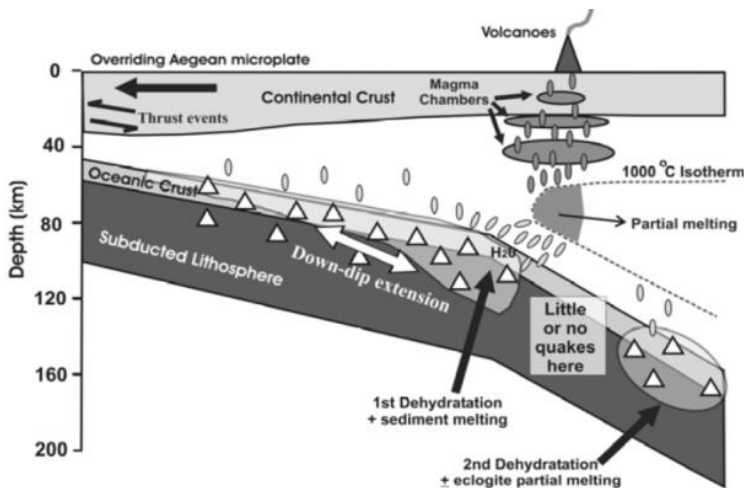


Figure 8. La fusion partielle des péridotites du manteau et des sédiments forme un magma primaire qui migre et évolue chimiquement, via plusieurs chambres magmatiques, avant d'atteindre les bouches éruptives en surface.

Simultanément à ce magmatisme de subduction, le déplacement très actif et la giration simultanée de la microplaque égéenne-anatolienne engendrent des failles en transtension favorisant un volcanisme fissural. Dans ces conditions, le magma produit dans le manteau lithosphériques sous-jacent, par sa décom-

pression en transtension, donne un magmatisme de type tholéiitique car il n'a pas le temps de s'enrichir sensiblement en alcalins : calcium et potassium, lors de son transit gravitaire vers la surface. C'est ce magmatisme tholéiitique qui prédomine aujourd'hui sur la faille traversant l'île de Kameni et dans le volcan sous-marin Columbo sur une faille voisine. En 1650, Columbo émergea provisoirement et produisit une éruption pyroclastique massive qui causa, sur la côte de Santorin, la mort de 70 habitants.

Ce magmatisme tholéiitique correspond à des magmas peu évolués arrivant rapidement à la surface. Il produit des éruptions plutôt effusives, souvent sous forme de coulées de type aa. L'île de Kameni est un bouclier formé par des coulées aa d'andésite (fig. 9).



Figure 9. Coulée aa sur l'île de Kameni.

Par contre, le magmatisme calco-alcalin généré dans une profondeur de 60 à 90 km par la subduction profonde, et cheminant plus longtemps à la base de la

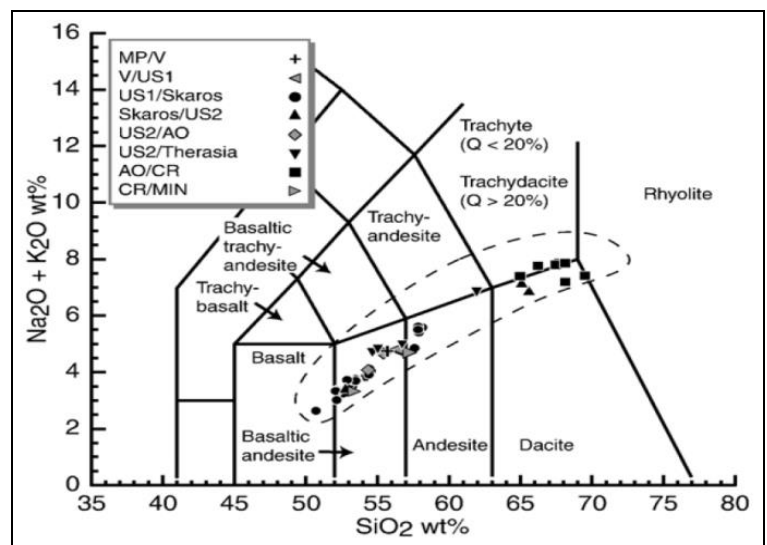


Figure 10. Diagramme Total Alcali Silice (T.A.S.) des principales laves de Santorin ; on remarque bien les deux familles de laves : effusives de 52 à 58 % de SiO₂ et explosives de 65 à 70 % de SiO₂.

croûte puis dans des chambres magmatiques intracrustales, engendre des magmas évolués plutôt pâteux à l'origine des violentes éruptions pliniennes. À Santorin, ces deux principaux types de volcanisme alternent selon un cadencement remarquable (figure 10).

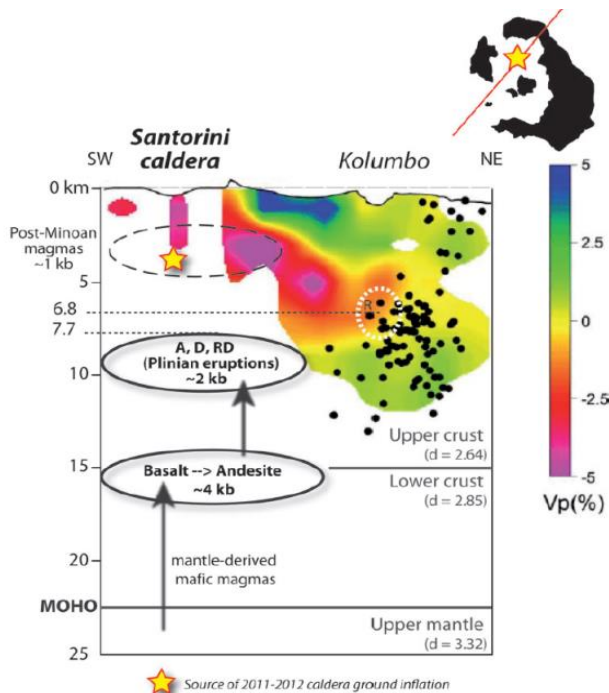


Figure 11. Étude des localisations des chambres magmatiques par tomographie sismique en onde-P, sous Columbo et la caldera de Santorin (Dimitriadis et al., 2010).

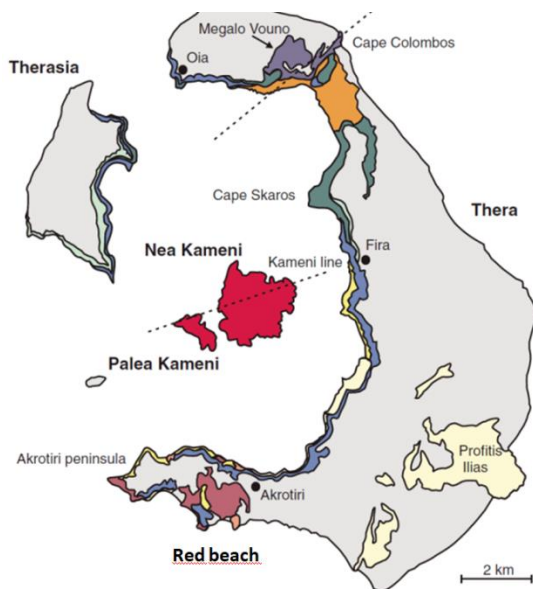


Figure 12. Localisation. Rouge = le volcanisme effusif contemporain des îles Kameni. Gris = les importants dépôts de tufs pliniens de l'éruption minoenne. Violet = la zone d'Akrotiri du volcanisme effusif initial au voisinage de ce qui subsiste d'une île sédimentaire, aujourd'hui la colline Profitis Ilias. Le volcan sous-marin Colombo se situe au nord-ouest de Cape Colombos.

Le diagramme *Total Alkali Silice* (T.A.S.) des principales laves de Santorin montre bien les deux familles de laves : celles marquées par le volcanisme principalement fissural (basalte, andésite basaltique et andésite) qui ont produit des cônes de scories ou des coulées aa, et celles siliciques, élaborées plus longuement dans des chambres magmatiques par cristallisation fractionnée poussée (dacite et rhyodacite).

La chambre de stockage des laves évoluées rhyodacitiques potentiellement explosives se situe à 8 km de profondeur (figure 11). Elle est alimentée par des injections répétées de magma mafique provenant d'une chambre intermédiaire intracrustale située à 15 km (Anduajar et al., 2012).

Aperçu pétrographique de deux laves effusives représentatives

Les laves effusives de Red Beach

Les premières laves de Red Beach, dans la péninsule d'Akrotiri, marquent le début des manifestations du volcanisme de Santorin il y a 360 000 ans. La roche est dense et mésocrate à matrice vitrifiée en raison d'un refroidissement rapide. La matrice contient de très fins microcristaux de plagioclases formés lors de l'éruption. La matrice contient aussi de nombreux phénocristaux pluri-millimétriques de plagioclases zonés formés lors de leur séjour dans la chambre volcanique avant l'éruption du magma (figure 13). Le zonage révèle le changement de composition chimique de la lave en raison des apports de nouveau magma et de son brassage dans la chambre. Un début de squelettisation d'un grand cristal de pyroxène augite trahit également les changements d'équilibres chimiques dans la chambre.

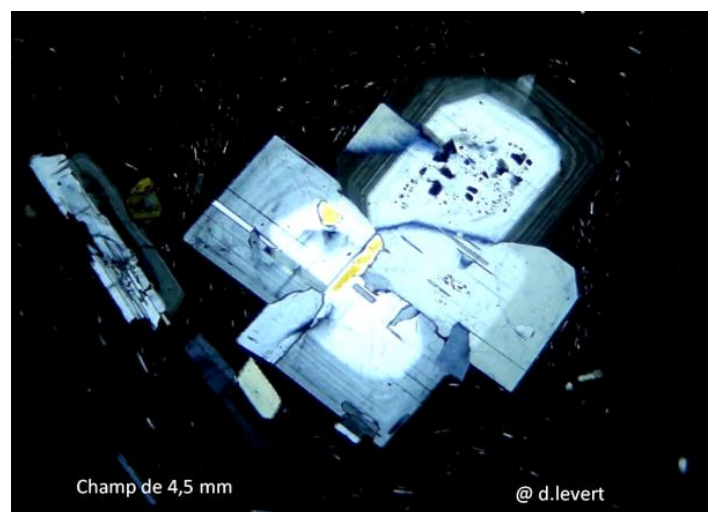


Figure 13. Amas de plagioclases zonés illustrant le changement de composition chimique de la lave dans la chambre magmatique. Présence d'une augite en cours d'altération.

La lave de coulée aa sur Nea Kameni

Cette lave émise en 1950 sur le bouclier de Nea Kameni est dense et mésocrate à matrice vitrifiée en raison d'un refroidissement rapide. Elle est de même type que la lave de Red Beach décrite ci-dessus avec cependant des différences intéressantes (figure 14) : les phénocristaux de plagioclases sont plus petits et ont donc certainement eu moins de temps de séjour dans la chambre, par contre les petits plagioclases qui parsèment la matrice vitrifiée sont plus gros et ont donc eu un peu plus de temps pour précipiter lors de l'éruption.



Figure 14. Amas de plagioclases zonés dans matrice vitrifiée chargée de petits plagioclases apparus lors de l'éruption de la lave.

On pourrait conclure de ce rapide aperçu pétrologique (faute d'analyse chimique précise) que ces deux laves sont certainement des andésites : celle de Red Beach a séjourné plus longtemps dans la chambre magmatique que celle de Kameni, par contre celle de Kameni est parvenue à la surface plus lentement. Ceci est probable car les laves de Red Beach sont associées à un vigoureux volcanisme de cônes stromboliens tandis que les laves de Kameni par leurs coulées aa forment un bouclier.

Historique des éruptions de Santorin

Si l'éruption minoenne est aujourd'hui la plus célèbre, elle n'est pas la seule. L'émergence du volcanisme a commencé il y a plus de deux millions d'années. À l'emplacement de Santorin existait alors une petite île sédimentaire comme beaucoup d'autres en mer Égée. Cette petite île a miraculeusement échappé aux divers cataclysmes volcaniques et résiste encore à l'érosion au sud-est de Santorin sous forme de la colline Profitis Ilias, un sommet de 567 mètres (voir la figure 12) sur lequel est perché l'observatoire

volcanologique de surveillance (*Institute for the Study and Monitoring of the Santorini Volcano, ISMOSAV*).

Le volcanisme a commencé progressivement entre deux millions et – 650 000 ans, au sud de Santorin, avec la formation des premiers cônes émergés de scories, entre – 600 000 et – 300 000 années, au voisinage de la plage actuelle de Red Beach, non loin de la ville ancienne ensevelie d'Akrotiri.

Depuis cette période, et jusqu'à aujourd'hui, les volcanologues ont retrouvé les traces de deux cycles volcaniques majeurs, de – 360 000 ans à – 170 000 ans, et de – 170 000 ans à aujourd'hui. Chacun regroupe douze périodes éruptives (Druitt et al., 1999). Il est intéressant de noter que la structure d'ensemble de ces deux cycles est semblable, chacun est marqué par deux éruptions cataclysmiques assez proches, de type plinien aux laves plutôt rhyodacitiques, qui alternent avec des éruptions moins violentes de caractère andésitique de type aa avec des magmas basaltique à dacitique.

Les laves des éruptions pliniennes sont connues pour être des rhyodacites, projetées massivement sous forme de nuées pulvérulentes ou de lapilli de ponces, pour former les dépôts pluri-décamétriques de tufs pliniens qui ont complètement noyé Santorin sous les téphras.

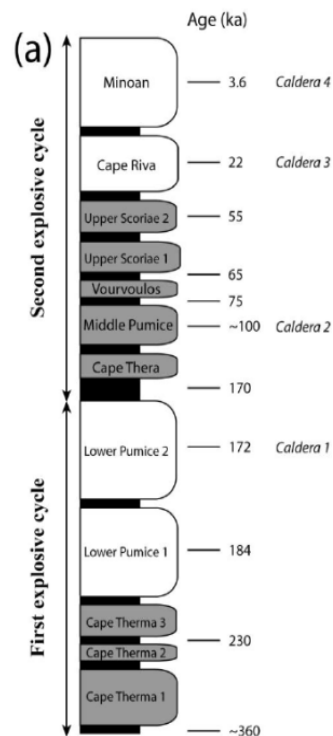


Figure 15. Les deux cycles éruptifs de Santorin, d'architecture semblable (Cadoux et al., 2013).

- En blanc : éruption plinienne à dominante siliceuse (magma dacitique à rhyodacitique).
- En gris : éruptions à dominante andésitique.
- En noir : éruptions interplinienne en coulées aa (magma basaltique à rhyodacitique).

Effondrement de quatre calderas emboîtées en lieu et place de Santorin

Seulement trois des quatre grandes éruptions pliniennes ont été associées à des effondrements de caldera qui se sont retrouvées emboîtées l'une dans l'autre (figure 15) :

- **184 000 ans** : éruption plinienne *Lower Pumice 1*, avec effondrement de la première caldera ;
- **172 000 ans** : éruption plinienne *Lower Pumice 2*, sans effondrement de la caldera ;
- **70 000 ans** : effondrement de la caldera de Skaros, sans éruption plinienne ;
- **22 000 ans** : éruption plinienne de Cape Riva, avec effondrement de la caldera du même nom ;
- **3 600 ans** : éruption plinienne minoenne, avec effondrement de la caldera de l'âge du bronze.

La chambre magmatique principale intracrustale, siège des quatre effondrements de calderas, est située à 8 km de profondeur ; elle permet, au cours de périodes de remplissage d'environ 200 000 ans, la cristallisation fractionnée du magma pour produire des magmas toujours plus siliceux, causes des violentes éruptions pliniennes.

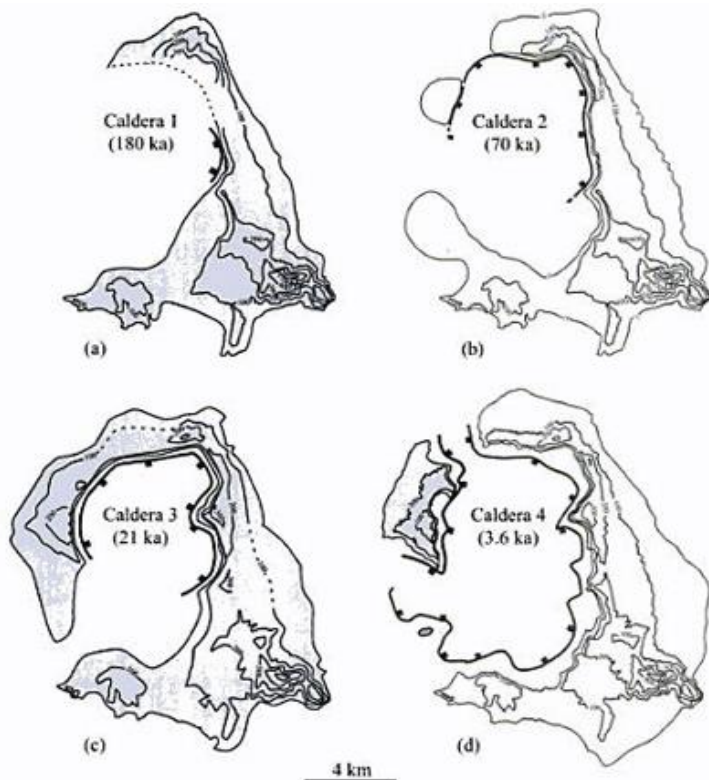


Figure 16. Architecture des quatre calderas.

L'éruption minoenne, un cataclysme effroyable en quatre jours seulement !

L'éruption minoenne s'est produite il y a environ 3 600 ans. Une datation au carbone 14, sur le bois de deux oliviers retrouvés près du port d'Athinios et recouverts de 40 mètres de ponces minoennes, donne : 1613 BC +/- 7 années. L'éruption minoenne aurait duré moins de quatre jours pendant lesquels la caldera « minoenne » s'effondra en deux temps.



Figures 17. Les habitants ont nécessairement utilisé leurs nombreux bateaux pour fuir ce qui allait devenir un cataclysme épouvantable.

L'éruption s'est déroulée en quatre phases, précédées d'émission de cendres fines qui ont été peut-être le signal d'alerte et de fuite pour les habitants :

- 1) éruption dans le bouclier de laves au nord-est de Santorin, dans un environnement semblable aux îles Kameni actuelles, cette éruption subaérienne a propulsé un panache plinien à 36 km dans la stratosphère ;

2) le centre éruptif s'est ensuite rapidement déplacé au sud-ouest, dans la zone maritime de la caldera, provoquant un très puissant phréatomagmatisme qui a élargi la bouche éruptive en éjectant des roches volumineuses de l'encaissant et des masses considérables de ponces ;

3) ensuite, l'éruption phréatomagmatique est devenue titanesque et a produit à elle seule 60 % des tufs minoens qui se sont organisés en un puissant anneau chargé de 5 % à 40 % de xénolites, sur toute la surface de l'île, suivi de l'effondrement partiel de la chambre magmatique, en bonne partie vidée, au sud de l'île, marquant ainsi le début de formation de la caldera actuelle ;



Figure 19. 3 600 ans d'érosion des dépôts pluridécamétriques de tufs produits par l'éruption minoenne.

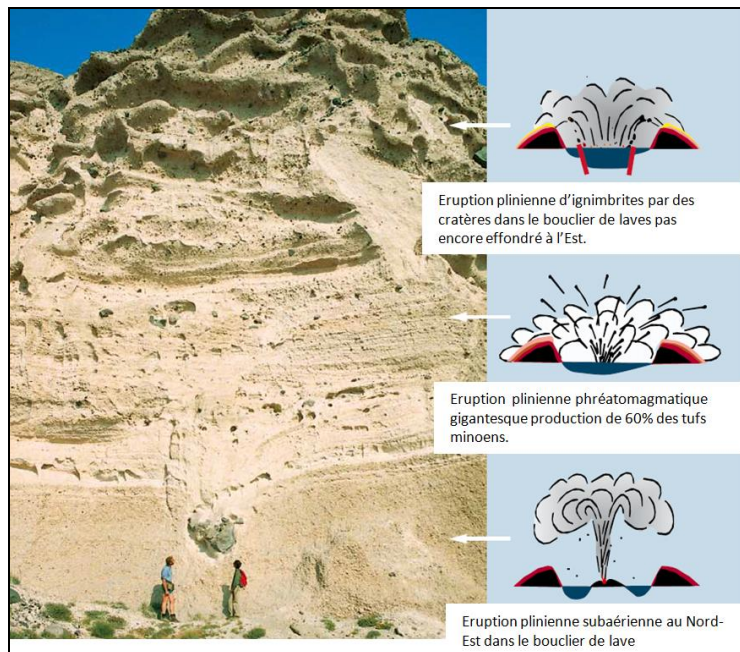


Figure 18. Illustration synoptique des principales phases de l'éruption minoenne.

4) dans le bouclier de lave toujours présent au nord-est, différentes bouches éruptives ont ensuite éjecté des ignimbrites qui ont déclenché l'effondrement de la zone nord de la caldera actuelle. Le volume total effondré dans la chambre magmatique vidangée par l'éruption est estimé à 39 km^3 . L'effondrement total est de 690 mètres selon certaines estimations. La profondeur immergée de la caldera actuelle est de 390 mètres en moyenne.

Les éruptions de Kameni se produisent aujourd'hui à partir de cratères alignés sur ceux de l'éruption minoenne. Les cendres minoennes se sont répandues vers l'est (figure 20). Les nuées ardentes, en entrant dans la mer, auraient provoqué un tsunami de 30 mètres de haut, cause de graves dévastations sur tout le pourtour méditerranéen, sans pour autant être la cause principale de la disparition de la culture minoenne, ni à l'origine du mythe de l'Atlantide.

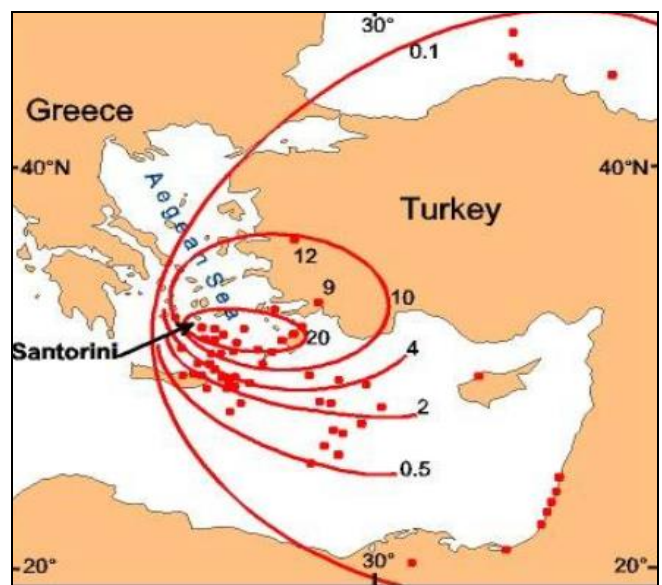


Figure 20. Diffusion des cendres minoennes vers l'est (épaisseur en millimètres).

Le volcanisme de Santorin est toujours très actif

Actuellement, et depuis environ 2 000 ans, le volcanisme de Santorin est dans une phase effusive intracaldera qui a produit $2,5 \text{ km}^3$ de laves sur une surface de $3,5 \text{ km}^2$ et une hauteur de 500 mètres à partir du fond de la caldera ; ce volcanisme émerge en surface et forme progressivement l'île de Kameni surplombant la mer d'une centaine de mètres.

La dernière coulée de lave aa s'est produite sur le bouclier de Kameni en 1950 (figure 21). Aujourd'hui, il est possible d'observer une zone de fumeroles dans le cratère au repos.

Pendant la période 2011-2012, une série de petits tremblements de terre a été enregistrée, avec simultanément une déformation verticale importante de l'île

de Nea Kameni, de l'ordre de 15 centimètres. L'explication la plus probable est qu'une intrusion de magma de 14 millions de mètres cubes aurait ainsi rempli une chambre magmatique centrée sur le point rouge (figure 22) à une profondeur de quatre kilomètres (Parks et al., 2012).



Figure 21. Photo montrant le panache de l'éruption effusive de 1950.

Autour de Nea Kameni, des sources hydrothermales sous-marines portent en certains lieux la température de l'eau du bord de mer à environ 30 °C.

Comme les laves sont très ferrugineuses, l'hydrothermalisme dissout le fer qui s'oxyde en Fe^{++} et produit de la pyrite colloïdale de couleur verte au voisinage de la surface. La baignade dans les eaux très colorées de ces sources fait la joie des touristes du monde entier (figure 23).



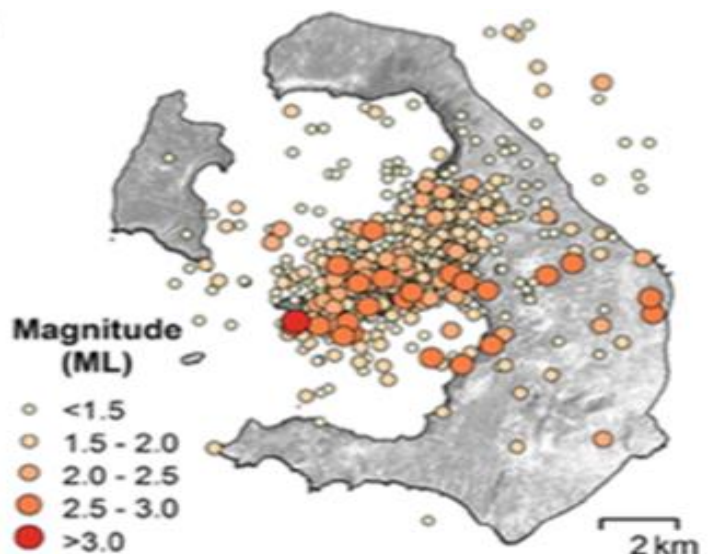
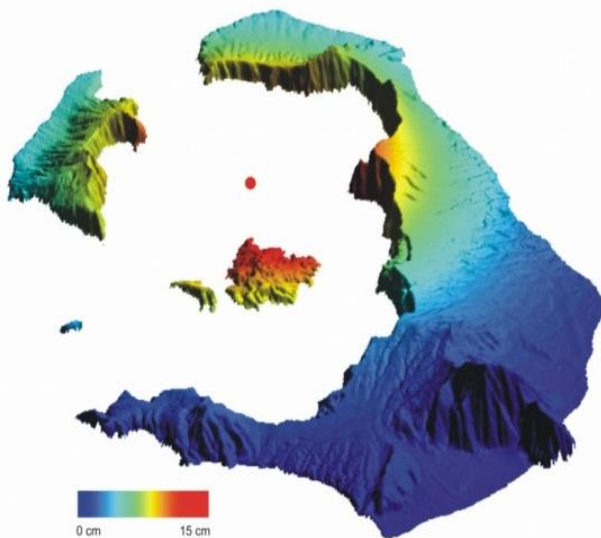
Figure 23. Baigneurs internationaux se délectant dans les eaux chaudes verdies par l'hydrothermalisme volcanique.

Un volcan sous surveillance attentive

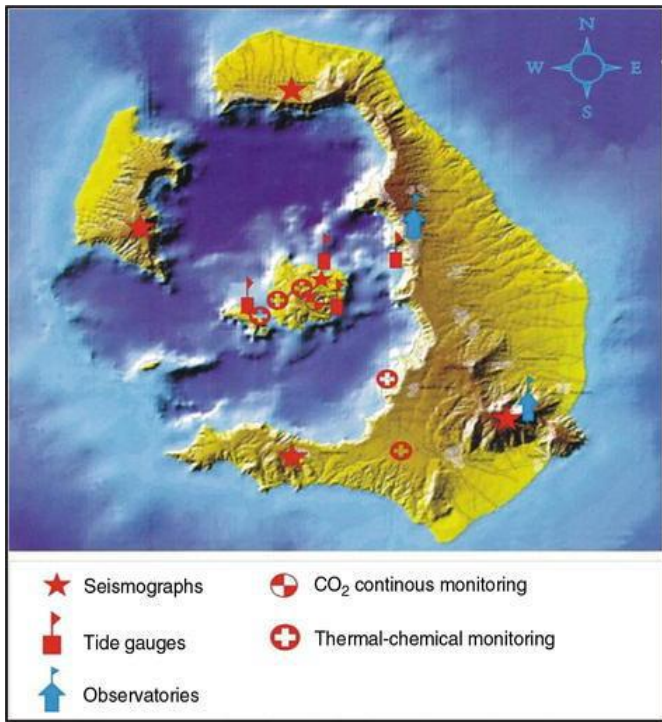
En 1955 a été créé l'*Institute for the Study and Monitoring of the Santorini Volcano (ISMOSAV)*, une association privée d'universitaires principalement grecs, soutenue par la Communauté Européennes qui gère l'observatoire et son réseau d'instruments positionnés sur le volcan (figures 24).

En conclusion

Le volcanisme de Santorin est un excellent cas d'école car il montre la dynamique interne d'un volcanisme tout à fait actuel bien qu'ancré dans plus de 360 000 ans d'existence. D'abord le cadencement des cycles éruptifs montre clairement que les mêmes causes produisent toujours les mêmes effets.



Figures 22. Séismes et élévation de la caldera en 2011-2012, traduisant une activité magmatique importante (Parks et al., 2012).



Figures 24. Instrumentation du volcan, dont 20 stations GPS (ISMOSAV, 2008).

Ensuite, il illustre qu'un volcanisme très actif à l'échelle géologique peut paraître assoupi, voire même terminé à l'échelle humaine, ce qui est une erreur impardonnable, car les causes de ce volcanisme de subduction, combinées à une transtension, sont toujours aussi actives aujourd'hui qu'elles l'étaient depuis plusieurs centaines de milliers d'années.

Restons donc vigilants comme l'ont été les Minois de Santorin.

(1) L'indice d'explosivité volcanique (en anglais : *Volcanic Explosivity Index*, VEI en raccourci), est une échelle utilisée pour comparer les éruptions volcaniques entre elles. Il a été mis au point, en 1982, par Chris Newhall, de l'USGS, et Stephen Self, de l'université d'Hawaii. C'est un instrument très précieux, car il peut être utilisé à la fois pour définir les dernières éruptions dont les scientifiques ont été témoins et les éruptions historiques qui se sont produites il y a des milliers ou des millions d'années. (Source : <https://claudgrandpeyvolcansetglaciers.com/2014/06/13/indice-dexplosivite-volcanique-volcanicexplosivity-index/>). Voir également à ce sujet le site : <http://geology.com/stories/13/volcanic-explosivity-index/>

(2) Le plan de Wadachi-Bénioff est un plan oblique qui suit la surface de la plaque plongeante au niveau des zones de subduction et le long duquel se répartissent les foyers des séismes.

Kiyoo Wadachi (1902-1995) est un météorologue, sismologue et géologue japonais. La magnitude, c'est-à-dire la valeur qui exprime l'énergie libérée par un séisme, a été construite à partir des travaux de son groupe de recherche. Il est connu pour la découverte de la profondeur des foyers sismiques ; il a donné son nom au plan de Wadachi-Bénioff.

Hugo Benioff (1899-1968) est un sismologue américain. Il est surtout connu pour ses travaux concernant le plan selon lequel une plaque lithosphérique s'enfonce et disparaît par fusion dans le manteau terrestre (phénomène appelé plus tard subduction). Cette surface, lieu géométrique des foyers sismiques, a été découverte par le géophysicien Kiyoo Wadachi puis généralisée par Benioff, d'où son nom de plan de Wadachi-Bénioff.

NDLR. Le sujet traité ici a été présenté par notre collègue Daniel Levert à la réunion du 6 juin 2018 de la Commission de volcanisme de la SAGA. Nous le remercions de nous avoir donné ce compte rendu pour cette publication.

Références documentaires

- ANTONOPOULOS J. (1992) – The Great Minoan Eruption of Thera Volcano and the Ensuing Tsunami in the Greek Archipelagos.
- DRIESSEN J. (2002) – Towards an archaeology of crisis : defining the long-term impact of the Bronze Age Santorini eruption.
- VESPA M., KELLER J., GERTISSER R. (2006) – Interplian explosive activity of Santorini volcano (Greece) during the past 150 000 years.
- TAYMAZ T., YILMAZ Y. & DILEK Y. (2007) – The geodynamics of the Aegean and Anatolia : introduction.
- DIMITRIADIS I., KARAGIANNI E., PANAGIOTOPOULOS D., PAPAACHOS C., HATZIDIMITRIOU P., BOHNHOFF M., RISCHE M., MEIER T. (2008) – Seismicity and active tectonics at Coloumbo Reef (Aegean Sea, Greece) : Monitoring an active volcano at Santorini Volcanic Center using a temporary seismic network.
- GERTISSER R., PREECE K., KELLER J. (2009) – The Plinian Lower Pumice 2 eruption, Santorini, Greece : Magma evolution and volatile behavior.
- FRIEDRICH W.L. (2013) – The Minoan Eruption of Santorini around 1613 B.C., and its consequences.
- MANNING S.W., HOFLMAYER F., MOELLER N., DEE M.W., BRONK RAMSEY C., FLEITMANN D., HIGHAM T., KUTSCHERA W. & WILD E.M. (2014) – Dating the Thera (Santorini) eruption : archaeological and scientific evidence supporting a high chronology.
- PAPAACHOS C., DIMITRIADIS S.T., PANAGIOTOPOULOS D.G., PAPAACHOS C.B. & PAPADIMITRIOU E. (2014) – Deep structure and active tectonics of the southern Aegean volcanic arc.
- NOMIKOU P., PARKS M.M., PAPANIKOLAOU D., PYLE D.M., MATHER T.A., CAREY S., WATTS A.B., PAULATTO M., KALNINS M.L., LIVANOS I., BEJELOU K., SIMOU E., PERROS E. (2014) – The emergence and growth of a submarine volcano : the Kameni islands, Santorini (Greece).
- CADOUX A., SCAILLET B., DRUITT T.H., DELOULE E. (2014) – Magma Storage Conditions of Large Plinian Eruptions of Santorini Volcano.
- DRUITT T.H., MERCIER M., FLORENTIN L., DELOULE E., CLUZEL N., FLAHERTY T. & CADOUX A. (2016) – Magma Storage and Extraction Associated with Plinian and Interplian Activity at Santorini Caldera (Greece).