

L'Éruption 1957-1958 et la Tectonique de Faial. (Açores),

par H. TAZIEFF (*).

RÉSUMÉ. — *L'éruption qui, le 27 septembre 1957, a éclaté par des fonds de 90 m au large du rivage occidental de l'île de Faial et a conduit à l'édification d'une péninsule de près de 1 km² de surface, a été caractérisée par la grande violence de manifestations explosives pseudo-vulcaniennes.*

L'énergie cinétique libérée dépassait largement 10¹⁷ ergs par seconde. La durée (quatre mois et demi au moment de la rédaction du présent rapport) d'une éruption aussi puissante est exceptionnelle.

Contrairement à l'opinion générale, l'éruption en question n'est pas le fait d'un volcan nouveau mais est due au réveil d'un centre éruptif préhistorique, au repos depuis plus d'un demi-millénaire (date de peuplement des Açores : XV^e siècle).

Ce volcan est situé sur l'alignement volcanique orienté N-60°-W qui jalonne l'une des failles normales caractérisant la topographie de Faial en y déterminant la formation d'un graben de faible étendue, mais extrêmement bien marqué.

Ce graben présente un profil semblable (toutes proportions gardées) à celui de la mer Rouge, là où ses fonds ne sont pas encombrés de sédiments ou de laves, à savoir en gradins relativement larges de part et d'autre d'une fosse centrale plus étroite; c'est-à-dire : un profil très différent de celui, théorique, qu'on représente d'habitude du graben classique, où les gradins sont beaucoup plus étroits que la fosse centrale.

Cette structure s'accorde avec une origine due à un « blockfaulting » consécutif au bombement anticlinal d'un bourrelet rectiligne et allongé. Un parallèle est esquissé entre la structure tectonique des Açores et celle des Hawaii.

ABSTRACT. — *The eruption that broke out, on the 27th September 1957, at a depth of circ. 300 ft, at a distance of 1 km west of the most western point of the island of Faial (Azores), and built a 1 sq km peninsula, has been characterized by the huge violence of pseudo-vulcanian explosions.*

The kinetic energy liberated was largely over 10¹⁷ ergs per second. The length (over 4 1/2 months at the date of writing the present note) of such a mighty eruption is exceptional.

This eruption is not due to a new volcano, contrarily to current opinion, but a waking of a prehistoric eruptive center.

This volcano is situated on the alignment N-60°-W that extends on one of the normal block-faults that characterize the topography of Faial and are responsible of the formation of a small but extremely well defined graben.

(*) Texte remis en séance.

This graben has a profile similar to that of the Red Sea where its bottom is not covered with sediments nor lavas, that is to say of relatively wide horizontal steps on both sides of a central and narrower trench (the contrary of the classical representation of the theoretical rifts).

Such a structure does agree with the idea of an epirogenetic origin, i.e. a block-faulting of the keystone of an anticlinal buldge.

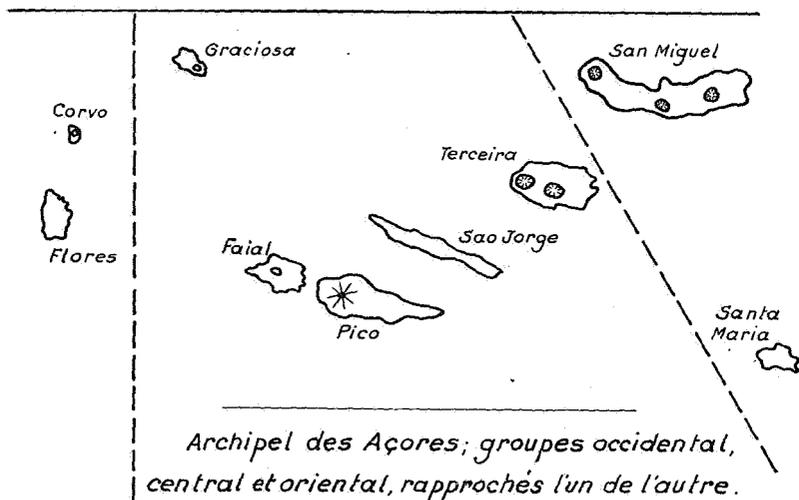


FIG. 1.

I. — APERÇU GÉNÉRAL SUR LA TECTONIQUE ET LE VOLCANISME DES AÇORES.

Avec Jan Mayen, l'Islande, Ascension, Tristan da Cunha et Bouvet, les Açores se situent sur l'immense S dessiné par la crête atlantique. Comme ces îles, les Açores sont le sommet émergé de puissantes montagnes volcaniques qui culminent à plusieurs milliers de mètres au-dessus de la chaîne sous-marine qui en constitue la base. De même que ces îles, elles sont relativement jeunes, apparues vers le Tertiaire moyen, et, comme elles, consistent quasi exclusivement en laves et tufs volcaniques (à Santa Maria seulement l'on trouve, interstratifiées dans les tufs et coulées, quelques couches sédimentaires d'âge miocène).

Le volcanisme açoréen est dû à un réseau d'importantes fractures affectant dans le sens ESE-WNW la crête atlantique

et déterminant trois alignements d'îles plus ou moins parallèles (voir carte).

L'architecture de ces îles peut être ramenée à deux types principaux : le plus répandu est celui des « caldeiras » (ce terme qui signifie chaudron s'est étendu des Açores à tous les volcans à « caldère » du monde); l'autre est celui de fissures rectilignes à petits édifices volcaniques jointifs.

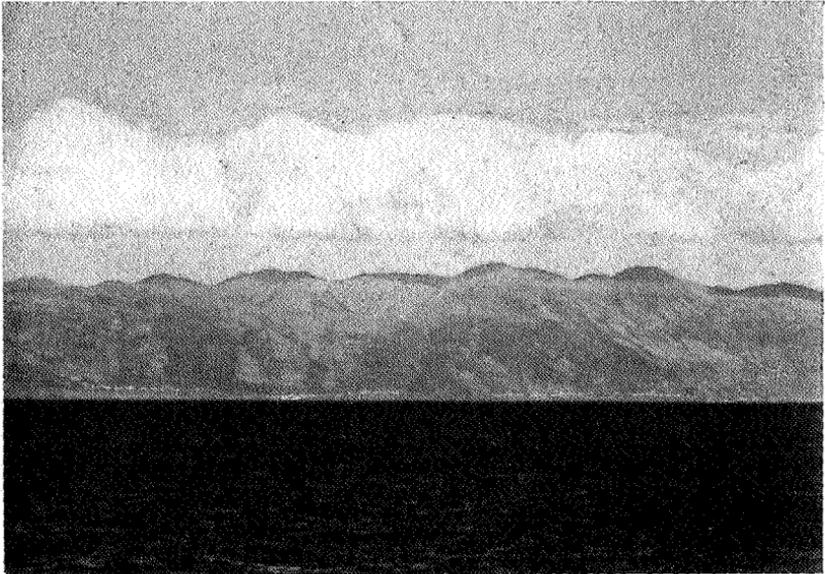


PHOTO 1. — L'île de Sao Jorge, formée de la juxtaposition sur une cinquantaine de kilomètres, de cinder-cones alignés sur une fissure.

Caldeiras.

L'on en compte 8 : Corvo, Graciosa, Terceira (2), San Miguel (3), Faial. Sauf celles de Corvo et Graciosa, qui sont basaltiques (AGOSTINHO, 1931), elles sont constituées de matériel trachytique. Cependant toutes les coulées récentes émises par ces volcans sont des basaltes, généralement à olivine.

Fissures.

Les îles voisines et parallèles de Sao Jorge et de Pico, ainsi que la partie occidentale de Faial, sont essentiellement constituées de matériaux basaltiques émis par une série de cratères

jalonnant une zone fracturée rectiligne. Cette structure rappelle celle que l'on trouve en Islande, où l'activité volcanique se manifeste également depuis le Tertiaire sur des fractures orientées en travers de la crête atlantique (voir photo 1).

Pico se distingue cependant de Sao Jorge (et de toutes les autres îles de l'archipel) par l'existence, à l'extrémité occidentale de cette crête de cinder-cones longue de 25 km, d'un imposant strato-volcan haut de 2.345 m. Ce dernier vaut d'ailleurs son nom de Pico à l'île. Il n'est évidemment pas exclu qu'un paroxysme de type plinien ne transforme quelque jour ce pic en caldeira identique à celles qui caractérisent les autres îles de l'archipel. Cependant pour être en mesure de le prédire, il faudrait étudier au préalable la proportion et la composition des couches de tufs des autres îles et les comparer à celles des îles sans caldeiras, Pico et Sao Jorge.

Sismicité.

Sauf les deux îles occidentales de Flores et de Corvo, les Açores sont sismiquement instables. Cette sismicité est cependant beaucoup plus marquée dans le groupe central qu'à l'Est : durant les vingt années qui séparent 1931 de 1950, Santa Maria a ressenti 14 secousses et San Miguel 20, alors que Terceira en a connu 44 et le groupe Pico-Faial 428. Graciosa et Sao Jorge, qui font cependant partie du groupe central, sont relativement très calmes (MACHADO, FR., 1955).

Volcanisme.

L'activité volcanique récente (l'on ne possède des renseignements que depuis le peuplement au XV^e siècle de l'archipel, désert jusqu'alors, par les Portugais et les Flamands) se concentre dans les cinq îles de San Miguel, Terceira, Sao Jorge, Pico et Faial. Cependant cette quiétude de cinq cents ans à peine ne peut permettre d'affirmer que les volcans de Corvo, Flores et Graciosa soient éteints, d'autant moins que les caldeiras qui s'y trouvent ont des formes jeunes, malgré l'érosion intense qui sévit dans cette région de tempêtes et de fort ruissellement hivernal.

D'après J. AGOSTHINO (1931), 17 éruptions historiques (dont 7 sous-marines) ont précédé dans l'archipel celle qui vient d'y éclater. Toutes ont donné des émissions de matériel basaltique (FRIEDLAENDER), tantôt effusives, tantôt exclusivement explosives, tantôt mixtes.

II. — FAIAL.

Faial, où a éclaté l'éruption de 1957-1958, est l'île située le plus à l'Ouest du groupe central de l'archipel. Elle est édifiée dans le prolongement de la zone fracturée génératrice de Pico, et la faible profondeur du chenal, qui les relie plutôt qu'il ne les sépare, montre que ces deux îles forment un tout.

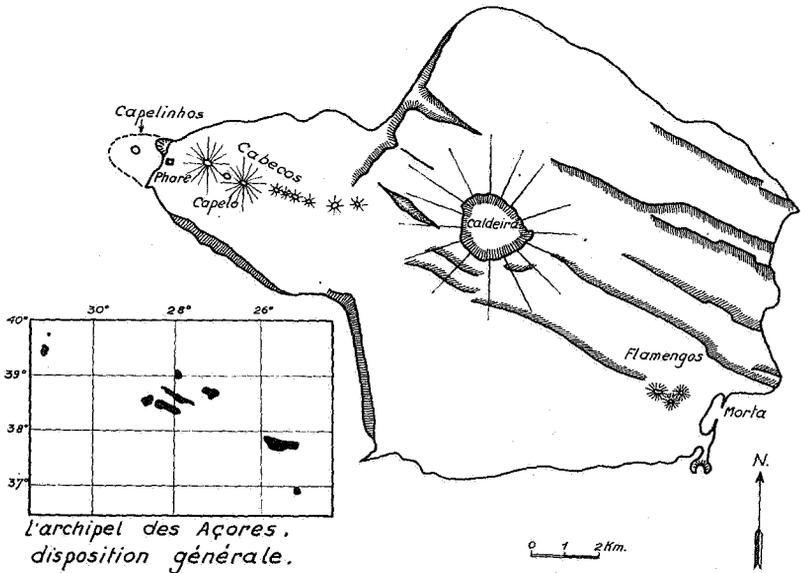


FIG. 2.

Le groupe Faial-Pico a éprouvé une moyenne de 21 secousses sismiques annuelles durant la période 1931-1950, alors que l'ensemble de toutes les autres îles (sept) n'en éprouvait que 7 en moyenne dans le même laps de temps.

Entre 1932 et 1953, l'on a dénombré 45 séismes d'intensité supérieure à 4 degrés Mercalli, dont la profondeur maximale du foyer ne dépasse pas 30 km (MACHADO, FR., 1954). De la nature de ces séismes cet auteur déduit des réactions de flux plastique à faible profondeur (chose à laquelle, en région de volcanisme actif, l'on est en droit de s'attendre).

Si le trait morphologique le plus frappant de Faial est la montagne de plus de 1.000 m d'altitude (la Caldeira) qui en occupe le centre, l'élément tectonique essentiel en est un graben, particulièrement bien marqué dans le relief de la moitié orientale de l'île. Ce rift — que nous pouvons appeler selon le village principal qui s'y trouve, graben dos Flamingos ⁽¹⁾ — large de 7 km et long de 13 à 14 km, traverse l'île de part en part. Il se compose de quatre gradins, larges de 1 à 2 km, que séparent des contre-marches redressées de 60 à 130 m de haut.

Vers le Centre-Ouest, le graben disparaît sous l'empilement des trachytes de la Caldeira, puissant cône de 1.000 m de haut que couronne un sink-hole aux parois abruptes. Ce cratère, résultat probable d'une éruption de type plinien, est large de près de 2 km à sa lèvre supérieure et de 750 à 1.000 m à sa partie inférieure, 400 m plus bas.

Malgré l'accumulation des laves issues de la Caldeira, les traces du graben peuvent cependant se déceler dans la partie occidentale de Faial : deux « canyons » se remarquent en effet dans le prolongement exact de deux des ressauts qui séparent les gradins du graben morphologique, canyons dans la genèse desquels l'érosion n'a probablement qu'un rôle secondaire. Il serait d'ailleurs intéressant de rechercher vers l'Ouest l'éventuel prolongement sous-marin de ce rift.

Faial se termine vers l'Ouest par une crête rectiligne formée de 15 cônes et cratères égrenés sur plus de 6 km de long. Cet alignement, typique du volcanisme de fissure, se raccorde, par l'intermédiaire d'une crête (qui à 930 m d'altitude au Sud du cratère de la Caldeira s'incurve de quelques degrés), avec l'escarpement le plus méridional du graben. Cette faille et ses abords immédiats vers le Sud est, en dehors de la Caldeira, la seule à manifester une activité volcanique : non seulement est-ce sur son prolongement occidental que s'alignent les bouches mentionnées ci-dessus, mais à l'autre extrémité, orientale, de l'île, c'est sur elle que se groupent, dans une surface de 3 km sur 5, une demi-douzaine de cinder-cones relativement récents.

C'est dans cette chaîne occidentale des Cabeços (cimes) qu'a migré, d'Est en Ouest, l'activité volcanique. La seule coulée historique, celle de 1672, s'y situe. C'est dans le prolongement de la crête vers l'Ouest, à 2 km à l'WNW du Cabeço do Canto, dernier piton de la chaîne, qu'a éclaté l'éruption actuelle.

(1) Faial fut à l'origine colonisée par des Flamands venus de Bruges.

Celle-ci, commencée le 27 septembre 1957, n'est pas encore terminée (10 février 1958) et peut être considérée comme l'une des manifestations volcaniques les plus importantes de ces dernières années.

III. — ÉRUPTION DES CAPELINHOS.

L'éruption fut annoncée le 24 septembre par deux tremblements de terre, suivis dès le lendemain d'une série de plus en plus serrée de secousses. Le 27, à 6 h 30, des vapeurs apparurent à la surface de la mer, à 1 km environ du large, dans le Nord-Ouest du phare des Capelinhos, à l'extrême pointe occidentale de Faial. Les cartes marines indiquent en cet endroit des fonds de l'ordre de 80 à 90 m.

Bientôt l'eau se mit à bouillir et une puissante colonne de vapeurs tourbillonnantes s'éleva relativement haut. Puis jaillirent les premières lancées de scories et dès le 29, un flot annulaire apparaissait, crête du « cône » de scories amoncelées autour du cratère. Le fait seul qu'un talus de cette dimension (plus de 80 m de haut sur une longueur circulaire de 1 km) eût été accumulé en moins de 48 heures, donne une idée de la violence de l'éruption dès son départ. Cette intense activité explosive, caractérisée par l'émission presque ininterrompue de bombes, scories, lapillis et cendres, ainsi que d'un panache de vapeur s'élevant à près de 6.000 m, se poursuivit jusqu'au 30 octobre. A ce moment le « cône » annulaire avait atteint une altitude de 80 m environ au-dessus du niveau de la mer, c'est-à-dire une hauteur réelle de 160 m au moins au-dessus de sa base. Le diamètre de cet anneau était de l'ordre de 600 m au niveau de la mer et de 300 m à la crête. Le talus circulaire, incomplètement fermé, dessinait un fer-à-cheval qui ménageait une brèche de près de 100 m de large, mettant le cratère en communication avec le large.

Le 30 octobre, l'activité s'interrompt, et quelques heures plus tard la majeure partie de l'île nouvelle s'effondrait sous les flots. Un tel effondrement est normal au terme d'une phase éruptive de cet ordre (les éruptions du Vésuve notamment en fournissent d'excellents exemples) et peut être attribué au retrait de la colonne magmatique.

L'éruption reprit le 1^{er} novembre, sous-marine d'abord, puis sub-aérienne, pour se développer de façon semblable à la première.

Description du phénomène.

L'activité du volcan des Capelinhos, nom de deux îlots rocheux préexistants désormais englobés dans la masse croissante du nouvel appareil volcanique, est extrêmement spectaculaire. On peut y distinguer deux phases d'activités successives alternant l'une avec l'autre.

Activité pseudo-vulcanienne.

Selon des rythmes qui ont varié au cours de l'éruption, l'un, l'autre ou plusieurs à la fois des 5 événements dont, durant mon séjour, il m'a été possible de reconnaître l'existence au fond du cratère, lançaient des gerbes très denses de projectiles. Ces gerbes, d'un noir de jais au départ, viraient au gris à mesure de l'apparition de la vapeur d'eau initialement latente et se mélangeaient progressivement aux nuées de poussière soulevées par la retombée des projectiles sur les pentes du cône.

Les projections composées de gaz lourdement chargés de scories (bombes, lapilli, sables, cendres) étaient envoyées tantôt à la verticale, tantôt en oblique, à des hauteurs de l'ordre de 150 à 400 m au-dessus du bord du cratère (soit 250 à 500 ou 600 m au-dessus des bouches éruptives). Ces explosions affectent une forme très caractéristique rappelant un bouquet de sapins. G. IMBO (1951) l'a baptisé type *cypressoïde*; il était caractéristique du deuxième temps de la phase à explosions mixtes de la grande éruption du Vésuve de mars 1944. Il caractérisait également l'éruption de 1929 d'Anak Krakatau (NEUMANN VAN PADANG) (voir photos 2 et 3) et de l'éruption sous-marine de Miyojin-Reef (1952).

L'aspect vulcanien du phénomène provient, à Faial, du mélange opaque, gris et noir, de ces puissants jets cypressoïdes avec les bouffées de poussières soulevées et les grosses volutes de vapeur d'eau engendrée par la retombée à la mer des milliers de tonnes de matières à haute température. L'expansion rapide des gaz et des vapeurs provoquaient le développement des « choux-fleurs » gris, caractéristiques des explosions vulcaniennes (voir photo 4).

L'examen des ejecta, essentiellement basaltiques (et basaltes en *fusion*, comme on pouvait s'en assurer visuellement de nuit), montre cependant que cette ressemblance est toute superficielle : seul le fait d'être vomis par un événement sous-marin qui « éteint », si j'ose utiliser ce terme, les projectiles (leur exté-

rieur du moins, et quelle que fût leur taille); ce fait seul suffit à transformer l'aspect du phénomène. Il était donc à prévoir que les projections deviendraient incandescentes aussitôt que la mer n'aurait plus accès au cratère : un télégramme à la date du 6 décembre annonçait qu'il en était bien ainsi, et décrivait l'activité comme *Strombolienne* (FR. MACHADO). Ultérieurement, l'océan s'étant infiltré de nouveau dans le cratère, l'activité pseudo-vulcanienne reparut.

Activité vésuvienne (ash-phase), ou plinienne.

A intervalles variables (durant ma visite ils évoluèrent brusquement de 40 minutes en moyenne jusqu'à 2 h 30, pendant lesquels s'exerçait l'activité pseudo-vulcanienne décrite ci-dessus), se produisaient des « paroxysmes » de durée proportionnelle à celle des intervalles. Le plus court que j'aie pu observer était de 3'40'', les plus longs de 82' et 101' le 16 décembre 1957. Le 7 décembre un paroxysme a duré 3 heures, envoyant ses projectiles à 900 m, et le même jour un autre les expédia à 1.250 m sans faiblir 50 minutes durant. Ils consistaient en une émission très puissante de gaz, non sous forme d'explosions mais en exhalaison continue, marquée d'à-coups plus ou moins violents, expédiant à des hauteurs variant d'ordinaire de 400 à 900 m (1.100 m le 6 décembre et 1.250 m le 7 décembre 1957) des jets noirs, gaz chargés de poussières et de masses scoriacées imbibées d'eau de mer (1).

Le même processus que celui des nuées pseudo-vulcaniennes décrit plus haut se répétait, mais à échelle quadruple, et, selon l'expression d'ALFRED LACROIX (1906) : « les volutes s'emboîtaient précipitamment les unes dans les autres ».

La nuée laissait choir des avalanches de matériaux plastiques ou solides, et le panache du volcan s'élevait à des hauteurs de l'ordre de 5.000 m. A mesure qu'augmentait la distance, l'avalanche se muait en pluie de lapilli, de boues, puis de cendres. A titre d'exemple, au terme d'un seul paroxysme de durée moyenne (28 minutes), les cendres qui s'étaient déposées à Horta, à l'autre extrémité de l'île de Faial (18 km à vol d'oiseau),

(1) Le 15 décembre 1957, paroxysmes quasi continus toute la journée durant, accompagnés de craquements qui terrifiaient la population (J. COLLINS, communication personnelle).

représentaient un film d'environ 1/10^e de millimètre d'épaisseur, alors qu'à Capelo (4 km) cette épaisseur était de plus de 2 mm, et qu'au phare de Capelinhos (1 km) elle dépassait 30 mm. Sur la crête du volcan, lieu de l'accumulation maximale, l'on peut estimer à 1 m au moins l'épaisseur ajoutée au « cône » par cette seule émission (1). En 24 heures d'activité



PHOTO 2. — **Explosion cypressoïde.**

10-11 décembre), une épaisseur nouvelle de 10,5 cm fut mesurée à 1.800 m du volcan. Durant la nuit du 15 au 16 décembre, 30 cm de scories s'accumulèrent autour du phare, à 1.000 m du cratère.

La répartition granulométrique des ejecta est fonction de plusieurs facteurs : violence des émissions, distance du lieu de retombée, force du vent, mais aussi de la direction et de la pente de l'évent : j'ai vu un projectile de 0,5 m³ (près d'une tonne)

(1) Le cône croît évidemment en proportion des matières éjectées par le cratère, mais certaines déflagrations particulièrement violentes ont au contraire un effet destructeur : le 29 novembre 1957, le cône atteignait 100 m d'altitude; le lendemain, 105 m; le 1^{er} décembre, 115 m; le 2 décembre un paroxysme explosif en rabaisait la crête à 105 m, et à 90 m le 3 décembre.

lancé obliquement vers le Nord retomber à une distance supérieure à 1.200 m. Lors de l'explosion paroxysmale de 1936 à l'Asama-Yama, Japon, des blocs de plus de 5 tonnes, lancés à une vitesse calculée ultérieurement de 183 m/sec, sous un angle de 37°, sont retombés à 3,5 km.

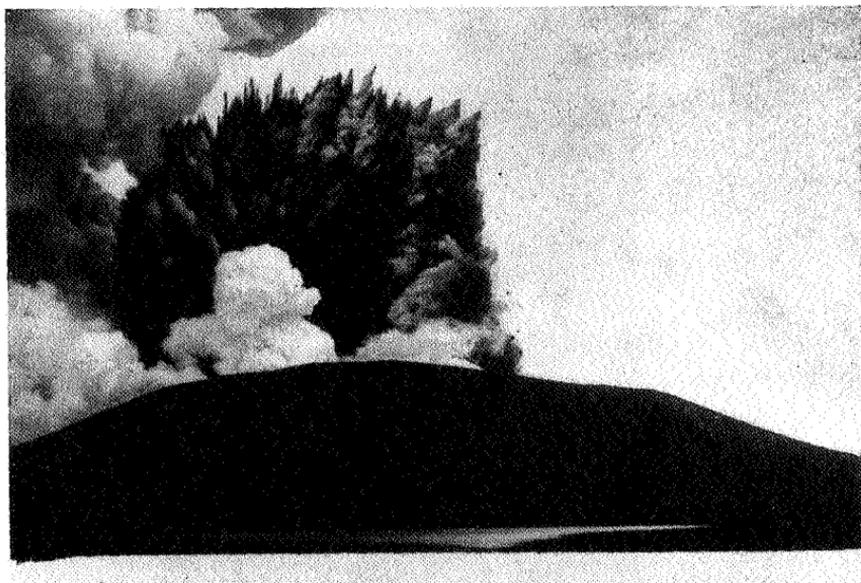


PHOTO 3. — **Explosion cypressoïde durant l'activité pseudo-vulcanienne.**

Les ejecta de pointe ont mis $\frac{4}{5}$ de seconde à atteindre cette hauteur, estimée être de 160 m au-dessus de la lèvre du cratère. Le « cône » a environ 80 m d'altitude. Vitesse initiale de l'ordre de 200 m/sec. (720 km/heure).

Aux Capelinhos, quoique des pierres de 1 dm³ tombassent parfois jusqu'au-delà du phare (1 km), les bombes de plus de 2 dm³ s'abattaient d'*habitude* dans un rayon de 500 m. Le 31 décembre 1957, des blocs de 1,50 m × 80 × 80 se sont abattus à 800 m du cratère. Au-delà, les lapilli (sables de quelques millimètres à 1/4 de millimètre environ) tombaient en averse jusqu'à des distances de l'ordre de 2 à 4 km, donnant progressivement le pas aux « cendres » de plus en plus impalpables. Une superficie de plus de 2.500 ha de champs et de pâturages furent ensevelis à Capelo et à Norte Pequeno, sous des épaisseurs de plusieurs pieds de cendres.

Le phénomène des pluies de boue était dû au fait que les bouches éruptives se trouvaient sous le niveau de la mer. Le cône de débris étant toujours en forme de fer-à-cheval faisait communiquer le cratère avec l'océan; par conséquent, chaque éjection était accompagnée de milliers de tonnes d'eau : dès que se dissipaient les grosses bouffées de poussières, gaz et

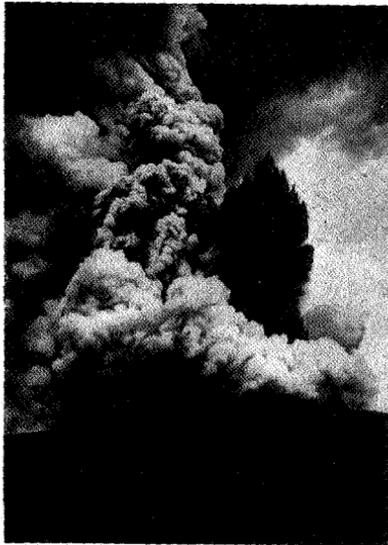


PHOTO 4.

**Explosion cypressôide traversant des nuées
pseudo-vulcaniennes.**

vapeurs qui cachaient à chaque fois l'appareil volcanique, on apercevait, ruisselant le long des génératrices du cône, des torrents de boue (lahars) formés par la retombée sur les cendres de lourds paquets d'eau (voir photo 5). D'énormes quantités d'eau cependant, de même que la lave pulvérisée par la violence des échappements gazeux, étaient entraînées plus haut et plus loin pour ensuite, mélangées aux cendres fines, retomber en partie sous forme de pluie de boue.

De l'eau était également entraînée dans les airs par les fragments de lave (blocs anciens ou bombes fraîches) de toutes tailles. Cette eau d'imbibition, tout d'abord invisible, une seconde ou deux après l'explosion, apparaissait sous forme de

vapeur blanche : il semblait alors voir les projectiles « naître » et dessiner de clair la parabole de leur trajectoire sur le fond d'un noir de suie.

Cependant lorsque le paroxysme se prolongeait au-delà de 6 à 7 minutes, l'eau qui emplissait le cratère finissait par être totalement expulsée; comme les explosions s'emboîtaient sans

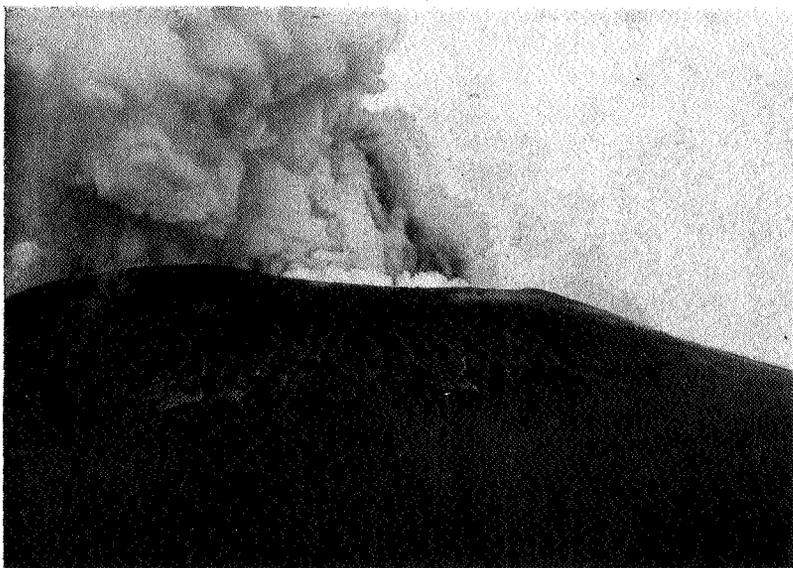


PHOTO 5. — Lahars provoqués par la retombée de l'eau de mer rejetée du cratère.

discontinuer, l'océan ne pouvait plus s'engouffrer dans l'évent aussi longtemps que durait le phénomène; alors le caractère des ejecta évoluait : leur couleur virait du noir absolu aux roux et aux bruns sombres, caractéristiques des paroxysmes de type vésuvien.

Les frictions violentes de ces myriades de particules tourbillonnant dans les circonvolutions « cervelliformes » du panache engendraient des différences de potentiel suffisantes pour déclencher de violentes décharges électriques. Le fracas de la foudre était paradoxalement le seul bruit intense de cette éruption d'une violence exceptionnelle, par ailleurs complètement silencieuse si l'on excepte, à proximité du volcan seulement, le

bruit sourd des impacts de bombes et la rumeur profonde de la terre en train de trembler. Des séismes, vraisemblablement tout à fait superficiels, nettement perçus jusqu'à plus d'un kilomètre du volcan à travers tout le corps de l'observateur, accompagnaient en effet les paroxysmes de façon ininterrompue. Il est à présumer que ce silence inattendu est dû à l'épais matelas d'eau de mer qui étouffe tout bruit d'explosion : quoiqu'un anneau presque complet dépasse de près de 100 m le niveau de la mer, le fond du cratère qu'il circonscrit doit se trouver encore à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. Il est à présumer que si l'éruption dure assez longtemps pour que le « fer-à-cheval » se referme et interdise à l'océan l'accès du cratère, le fracas habituel aux éruptions violentes se fera entendre.

Il eût été intéressant de pouvoir enregistrer parallèlement l'activité sismique et les impulsions dues à l'échappement « explosif » des masses gazeuses. Cela eût permis, dans le cas particulièrement favorable de cette éruption, de déterminer peut-être les relations de cause à effet des vibrations avec, d'une part, les oscillations de la colonne magmatique dans un conduit obturé par une masse d'eau importante et, d'autre part, avec les bouffées « explosives » (cf. IMBO, G., 1954) ⁽¹⁾.

Durant les onze premières semaines d'activité, il n'a pas été possible d'observer trace d'effusion lavique. Le fait que la base de l'appareil volcanique ainsi que les événements actifs se trouvent sous le niveau de l'océan rend évidemment difficile l'observation d'un tel phénomène; car, à l'encontre de ce que l'on a tendance à croire, une coulée sub-aquatique, ainsi que j'ai eu l'occasion de m'en rendre compte antérieurement, ne donne pas nécessairement à la surface de vapeurs de bouillonnements ni de bulles gazeuses aisément perceptibles.

Le 16 décembre (communications personnelles de MM. J. COLLINS, FR. MACHADO et R. GONÇALVES, de Horta, Faial), après une journée de paroxysmes presque continus et plus intenses qu'ils ne l'avaient jamais été jusque-là (maisons à Capelo — 5 km — secouées au point d'empêcher les habitants de dormir), et de lourdes chutes de cendres et de boues durant la nuit et le matin, les explosions cessèrent à 13 h 30, donnant l'impres-

⁽¹⁾ Un sismographe a été installé depuis par M. FR. MACHADO à Horta. Ce dernier a eu l'obligeance de me faire communiquer ses premières constatations déduites de l'étude des sismogrammes : l'agitation sismique continue n'est pas en relations avec l'activité explosive, et l'agitation semble plus forte lorsque l'activité volcanique au cratère est moins violente.

sion que « le volcan était éteint ». Trois soldats le gravirent jusqu'au bord du cratère et déclarèrent qu'il était sec et tranquille à l'exception de 3 fumerolles. Mais à 22 h 30 un changement soudain se fit et la lave se mit à *couler*, très lentement (quelques mètres par heure), sur une largeur de 50 m. A 200 m de son lieu d'émission elle s'enfonçait dans la mer. Du type aa,



PHOTO 6. — La côte rocheuse de la nouvelle péninsule.

cette lave était, de nuit, orange à l'origine et rouge en aval; 4 bouches émettaient des fontaines de lave, en même temps que des rocs incandescents étaient lancés en l'air par des explosions modérées. Plusieurs « conelets » furent ainsi construits au Nord-Est du cratère principal. L'évent le plus large s'était ouvert au travers de l'édifice volcanique (cône), les 3 autres se trouvaient à l'intérieur du cratère. A un moment donné, il y eut 7 événements différents.

Cet état de choses se poursuivit durant toute la journée du 17 et la nuit suivante. Le 18, 4 bouches livraient passage à des fontaines et l'une était revenue à l'activité à cendres noires et vapeurs d'eau.

Le 19 à l'aube, la lave rouge disparut et tous les événements vomissaient des scories noires, de la vapeur et de gros blocs, plus

violemment que jamais. Apparemment la mer avait à nouveau pénétré dans le cratère.

Le 21 et le 22, on distingua la lave couler sous les scories du cône et s'étaler sous les cendres, en direction Nord-Est (Costado da Nau). Les vagues se brisent désormais sur la « côte » de basalte solidifié (photo 6).

Le 23, une violente explosion projeta des blocs au-delà du phare (plus de 1 km de distance). Le 24, activité explosive forte tout le jour (600 à 800 m de hauteur). Le 25, des blocs sont lancés jusqu'à 150 m au-delà du phare. Le 26, le cône s'affaissa partiellement et la mer envahit le cratère par le Nord. Le 27, fortes explosions espacées.

IV. — ESTIMATION DE L'ÉNERGIE ÉRUPTIVE.

J'ai déjà dit que l'éruption des Capelinhos pouvait être considérée comme l'une des plus importantes qui se soient manifestées de par le monde en ces dernières années. Voici quelques chiffres à l'appui de cette affirmation.

L'énergie cinétique libérée par une explosion volcanique peut être estimée à partir de la formule classique $E = 1/2 M v_0^2$, où M est la masse expulsée et v_0 la vitesse initiale des ejecta.

Les valeurs attribuées ci-dessous à M et v_0 sont, spécialement pour M , approximatives, suffisantes cependant pour obtenir, ce qui importe dans le cas présent, un ordre de grandeur.

La quantité de matières (gaz, solides, liquides) éjectées en une seconde est égale au produit de la surface des événements par la vitesse initiale. La section totale des 5 événements, impossible à mesurer dans les circonstances présentes, a été estimée — sur la base de mon expérience personnelle — à un *minimum* de 900 m². La vitesse initiale des jets était au minimum de l'ordre de 150 m/sec. (voir photo 3 et légende). Les grosses « bombes », dont la vitesse initiale aurait pu être inférieure à celle-ci, n'étaient pas visibles au départ, noyées qu'elles étaient dans la masse opaque des ejecta; mais cette vitesse était *au moins* de 100 m/sec., estimation basée sur la vitesse des chutes en fin de parabole. Sans erreur rédhibitoire (sinon par défaut), nous pourrions donc poser que le volume émis par seconde lors des paroxysmes mettant en jeu à la fois tous les événements du cratère est égal (au minimum) à :

$$\text{Vol}_{\text{sec.}} = S \times v_0 = 900 \times 120 = 108.000 \text{ m}^3.$$

D'après les chiffres publiés, le pourcentage en poids des gaz varie entre 0,15 % et 3,1 % (Kilauea, 1950 : 0,15 %; Mauna Loa, 1940 : 0,4 %; Vésuve, 1929 : 0,67 %; Nyamlagira, 1938 : 0,7 %; Paricutin, 1945 : 1,1 %; Asama Yama, 1935 : 1,5 %; Kilauea, 1950 : 2,1 %; Kituro, 1948 : 3,1 %). Ces proportions sont obtenues en comparant le débit des gaz et la quantité des laves émises durant la même période.

Dans l'éruption actuelle des Capelinhos, je pense que l'on peut adopter une proportion des gaz aux laves égale à 1 % (en poids). Sur la base normalement admise d'un poids spécifique de $0,18 \times 10^3$ pour la phase gazeuse et de 2,5 kg/dm³ pour la phase liquide-solide, l'on trouve qu'en volume les proportions sont inversées et que les gaz représenteraient ici 99,28 % du volume total.

Ce dernier ayant été estimé à 108.000 m³/sec., la quantité de laves y serait de 778 m³ contre 107.223 m³ de gaz.

Le poids de cette quantité de lave peut être évalué à : $778 \times 2,5 = 1.945$ tonnes. D'où, en u.c.g.s. :

$$E = 1/2 Mv_0^2 = 1/2 \cdot 1,94 \cdot 10^9_{(gr.)} \cdot 10^8_{(cm/sec)} = 10^{17} \text{ ergs,}$$

soit environ 14 millions de C.V. ou 10 millions de kW.

Si nous comparons ces chiffres à ceux relatifs à d'autres éruptions, nous voyons que celle de Faial se classe parmi les manifestations importantes du volcanisme mondial :

Asama Yama, 20 avril 1935	$2,3 \times 10^{19}$ ergs seconde	} in T. MINAKAMI (1950)
Asama Yama, 2 février 1936	$0,7 \times 10^{19}$ ergs seconde	
Asama Yama, 16 avril 1937	$4,2 \times 10^{19}$ ergs seconde	
Asama Yama, 7 juin 1938	$1,7 \times 10^{20}$ ergs seconde	
Asama Yama, 23 septembre 1950	10^{20} ergs seconde	} T. MINAKAMI et S. SAKUMA (1953)
Vésuve, 23 mars 1944	6×10^{19} ergs seconde	
Capelinhos, octobre, novembre et décembre 1957, janvier et février 1958	10^{17} ergs seconde	} d'après G. IMBO (1955)
Etna, mai 1957	10^{16} ergs seconde	
Izalco (El Salvador), novembre 1956	$8,5 \times 10^{15}$ ergs seconde	
Sakurajima (Japon), octobre 1956	2×10^{15} ergs seconde	
Stromboli, août 1957	$1,5 \times 10^{15}$ ergs seconde	
Bromo (Java), juillet 1956	$2,2 \times 10^{11}$ ergs seconde	

Les estimations de la vitesse initiale ont été basées, dans le cas de l'Etna, de l'Izalco, du Sakurajima et du Stromboli,

sur l'observation de la trajectoire des bombes de diamètre relativement gros (1).

Du tableau ci-dessus nous pouvons conclure que les explosions de la récente éruption des Açores sont dix fois plus puissantes que celles de l'Etna, lors de sa belle éruption du printemps dernier, où des bombes de plus d'une tonne furent lancées à 250 m du cratère. Mais elles seraient 600 fois moins violentes que celles de la phase paroxysmale de la dernière en date des éruptions du Vésuve, 1.000 fois moins que les formidables explosions de l'Asama Yama, autour duquel j'ai pu voir des blocs (bombes vulcaniennes en « croûtes de pain ») de plusieurs tonnes (1 à 2 m de côté) au fond d'entonnoirs, profonds de 3 m et larges de 15 à 20 m, qu'elles avaient creusés, et cela à des distances de 2 à 3 km du cratère.

Si l'énergie cinétique instantanée libérée par le volcan de Capelinhos est ainsi de mille à deux mille fois inférieure à celle de l'Asama Yama par exemple (les énergies développées dans les cataclysmes plus anciens du Tambora, du Krakatau 1883 ou du Katmai n'ont pas été chiffrées), le travail produit par l'éruption, dont la durée au moment où ces lignes sont écrites dépasse dix-neuf semaines, est incomparablement plus grande : on peut actuellement l'estimer, compte tenu de très brèves accalmies, de l'ordre de $10^{17} \cdot 10^7$ soit 10^{24} ergs ou 10^{14} kWh (100.000 milliards de kWh) (2).

La violence des phénomènes explosifs qui se sont manifestés au cours de cette éruption d'un volcan à laves basiques pourrait surprendre ceux qui gardent dans l'esprit le schéma simplifié d'un parallélisme étroit entre le degré d'acidité d'un magma et son explosivité. Les choses sont en réalité plus complexes, et si la fluidité d'un magma est fonction de sa teneur

(1) Celles du Bromo, par contre, devraient être corrigées compte tenu du fait que ce volcan émettait — sans discontinuité et très régulièrement — des gaz chargés de poudre impalpable à l'exclusion de toute bombe et même de tout lapilli. La vitesse observée au Bromo, de 11 à 12 m/sec. à la sortie de la cheminée, est en grande partie due à la pression interne et en partie à l'expansion dans l'air atmosphérique des gaz comprimés.

(2) L'éruption du Vésuve de mars 1944 qui, à certains égards, ressemble à celle-ci, a duré en tout 27 jours, dont 12 de paroxysme; les explosions de l'Asama Yama sont très brèves, et seule en ces dernières années l'éruption de 1950-1951 de l'Etna (dont les phénomènes explosifs — et partant, l'énergie cinétique — furent incomparablement plus faibles), peut, par sa durée surtout et l'énergie (thermique) dégagée par ses puissantes coulées de laves, se comparer à celle de Capelinhos.

en SiO_2 et en Al_2O_3 , elle dépend aussi pour une large part d'autres facteurs, notamment de la température (impossible à mesurer dans le cas présent), de la proportion de vapeur d'eau (énorme en ce cas d'éruption sous-marine), de la vitesse et de la masse de l'émission (très grandes ici), de la quantité de gaz inclus dans le magma et probablement aussi du fait que les bouches éruptives se trouvent « obstruées » par quelques milliers de tonnes d'eau de mer... C'est ainsi que certains volcans ont donné naissance à des coulées acides, voire excessivement acides, épanchées sur des distances considérables (Sakurajima, Lipari,...). alors que des volcans à laves basiques ont pu se comporter de façon essentiellement explosive (Myojin Reef, Capelinhos,...).

Ce qui différencie sans doute le plus l'éruption en cause de la plupart des autres manifestations volcaniques décrites jusqu'ici dans le monde est certes la conjonction d'une *violence* et d'une *durée* également importantes. Or les faits d'observation permettent de formuler cette règle assez générale que violence explosive et durée d'éruption sont grosso modo inversement proportionnelles.

L'exception présente pourrait être expliquée par la nature sous-marine de l'éruption; les phénomènes de durée et d'intensité explosive seraient attribués chacun à une cause différente : longue durée parce qu'effusion basaltique, forte explosivité parce qu'éruption sous-marine.

- En effet, ce sont les volcans à émissions basaltiques qui donnent lieu aux éruptions les plus longues dans le temps (Laki, Etna, Mauna Loa, Kilauea, Nyamlagira,...). L'éruption des Capelinhos étant essentiellement basaltique ⁽¹⁾, sa durée (4 1/2 mois jusqu'ici) n'a rien d'anormal.

D'autre part, le contact du magma neuf, non dégazé, avec les eaux de l'océan infiltrées sous les ejecta amoncelés, provoque probablement des phénomènes explosifs, que STEARNS (1930) a appelés *phréatomagmatiques* ⁽²⁾. Des explosions de ce type ont été observées (COTTON, 1944) aux îles Hawaii et aux Açores (1811) par exemple, où un magma de composition habituellement non explosive entrerait en contact avec l'eau de la mer.

(1) Basalte à labrador-bytownite, olivine et augite (voir photo 7).

(2) Ce terme est pris ici dans un sens large d'explosions provoquées par contact du magma avec l'eau superficielle, qu'elle soit marine, lacustre ou phréatique.

Le même auteur cite par contre divers cas où des coulées basaltiques (Matavanu aux îles Samoa, Stromboli, 1915) ou andésitiques même (Sakurajima, 1914; Santorin, 1925) ont pénétré dans la mer sans provoquer d'explosions. VERHOOGEN (1948) et l'auteur (TAZIEFF, 1951) ont de leur côté observé de puissantes coulées de kivites (basanites) s'enfoncer paisiblement dans les eaux du lac Kivu.

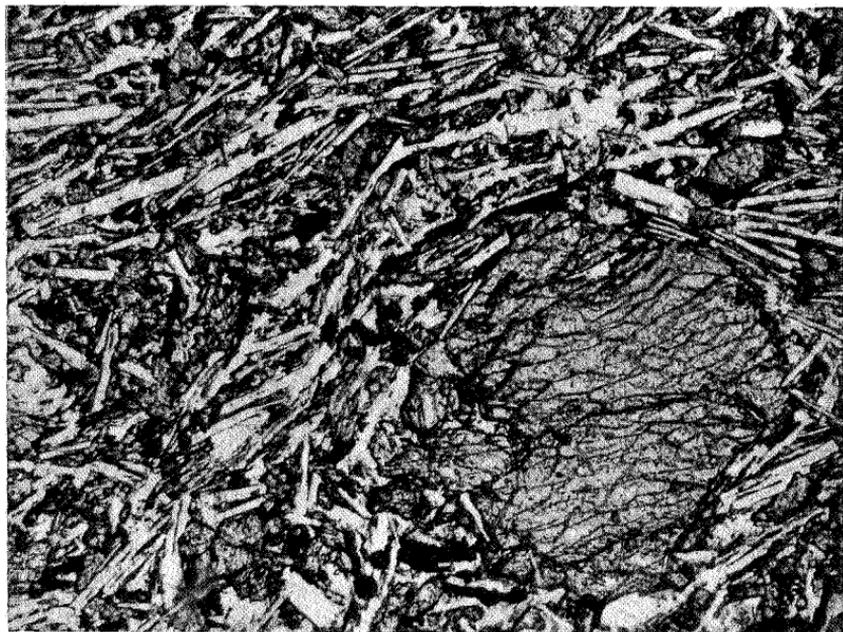


PHOTO 7. — Basalte Capelinhof 1957.
Plagioclase basique (labrador-bytownite) maclé et olivine.
 Lum. naturelle $\times 102,5$.

Selon toute vraisemblance, cette différence de comportement est due au fait que les coulées émises à l'air libre (Sakurajima, etc.) étaient fortement dégazées au moment de leur entrée dans l'eau, alors que dans le cas d'une éruption réellement sous-marine, c'est un magma riche encore de tous ses gaz dissous et occlus qui se trouve mis en contact soudain avec l'eau. A ce moment, des phénomènes explosifs se produisent, suite à des réactions d'ordre divers, parmi lesquelles celle d'une occlusion brutale provoquée par le refroidissement superficiel quasi

instantané de la partie de la colonne magmatique au contact de l'eau; cela provoque un « effet de couvercle » sur la chaudière de basalte en fusion, effet de couvercle accru du poids des eaux surincombantes. L'explosion, ou les explosions qui s'en suivent, d'autant plus intenses que sont élevées la richesse en gaz du magma, la vitesse de son renouvellement, la masse aqueuse qui recouvre la bouche éruptive et la température de la lave, continueront à se manifester aussi longtemps que le dégazage du magma n'aura pas franchi un certain seuil au-delà duquel les phénomènes phréatomagmatiques ne pourront plus se produire.

Par contre, si le cratère vient à s'assécher — soit par exhaussement, soit par isolement de la mer — les manifestations éruptives redeviennent « normales », stromboliennes ou hawaïennes, ainsi que le cas s'est produit à Faial du 16 au 18 décembre 1957 : extrêmement violentes, les explosions phréatomagmatiques reprirent aussitôt qu'une brèche dans le rempart du cône eût permis à l'océan de s'engouffrer à nouveau dans le cratère.

V. — LE VOLCAN DE CAPELINHOS ET LA TECTONIQUE DE FAIAL.

L'éruption sous-marine de Capelinhos a été généralement considérée comme celle d'un volcan nouveau et complaisamment comparée à celle du Paricutin. C'est cependant là une erreur : l'éruption actuelle n'est due qu'au *réveil* d'un appareil volcanique préexistant.

Simple, la preuve en réside dans le pendage des strates de tufs composant tant la falaise voisine de Faial que les deux chicots rocheux des Capelinhos, ex-ilots, aujourd'hui englobés dans l'isthme nouveau reliant le volcan en activité à l'île principale : l'inclinaison marquée vers l'Est et le Sud-Est de ces couches (c'est-à-dire vers Faial) montre à l'évidence que ces formations sont les ruines d'un appareil volcanique effondré et érodé dont le cratère se trouvait à plusieurs centaines de brasses au large du rivage actuel, c'est-à-dire approximativement à l'emplacement du nouveau cône.

S'éveillant après plusieurs siècles de sommeil (cinq pour le moins), ce volcan — s'il ne disparaît pas de nouveau par effondrement au terme de l'éruption — aura augmenté de quelques centaines d'hectares la superficie de Faial, tout en confirmant

la tendance générale (AGOSTINHO, 1931) que manifesterait l'activité volcanique açoréenne de se déplacer, dans chacune des îles, vers l'Ouest.

Le volcanisme de Faial, dont cette éruption est la dernière manifestation en date, se trouve entièrement localisée le long d'une faille du graben et d'une seule (voir carte), faille normale, dont la direction dévie de quelque 16° au passage du puissant cratère de la Caldeira.

Cette faille se situe dans l'axe de l'alignement de l'île voisine de Pico et représente très probablement le prolongement en surface de la fissure profonde qui a déterminé, en travers de la Crête Atlantique, le volcanisme de cette partie de l'archipel.

Il est curieux de constater que, parallèlement à cette fissure, les autres failles d'effondrement du graben de Faial soient, par contre, vierges de tout appareil éruptif.

Cette différence de comportement des failles d'escarpement du graben de Faial permet semble-t-il d'affirmer que cet affaissement, au contraire des habituelles dépressions volcaniques, est d'origine tectonique (épirogénique). En effet, lorsqu'elles sont dues à une subsidence consécutive soit au retrait en profondeur de la colonne magmatique, soit à l'expulsion d'une grande quantité de matière (éruption importante), les dépressions affectent la forme circulaire ou ovale bien connue des caldeiras (Sakurajima, Aso-San, Tengger, Menengai, Mokuaweoweo, Kilauea, Hualalai, Santorin, Krakatau, Raung, Gunung Batur, Kawah Idjen, etc.). En outre, les reprises d'activité ultérieures à l'affaissement se situent-elles sur le système principal des fractures génératrices du volcanisme local soit au centre, soit à proximité du centre de la caldeira.

Or à Faial, non seulement l'affaissement est-il rectiligne, mais l'activité qui lui fait suite est-elle localisée sur une seule de ses failles externes *exclusivement*. Toutes proportions gardées, cette structure se rapproche par contre de celle des graben de l'Afrique Orientale, — Gregory, Nyassa, Rukwa et Eyassi rifts, — dont l'origine (très ancienne d'ailleurs et l'un des traits les plus permanents de la face du globe) semble bien due à l'effondrement de blocs le long de failles normales (block-faulting) consécutif au bombement préalable d'un bourrelet allongé (anticlinal).

Cette hypothèse (DIXEY, F., 1956; JAMES, T. C., 1956) rend tout aussi bien compte de la structure du graben de la mer

Rouge (TAZIEFF, H., 1952) — dont le profil est, *mutatis mutandis*, semblable à celui de Faial : gradins relativement larges de part et d'autre d'une fosse centrale plus étroite — que de celle des rifts est-africains. Si nous adoptons cette théorie pour expliquer le graben de Faial, nous pourrions en conclure que la fracturation qui recoupe d'Est en Ouest la chaîne sous-marine de l'Atlantique s'accompagne — ou plus exactement résulte — d'un bombement, horst ou anticlinal, qui lui est parallèle. L'apparition des Açores ne résulterait pas de la seule accumulation de tufs et de coulées laviques, mais aurait une origine à la fois volcanique et épirogénique ⁽¹⁾.

Il faut bien préciser qu'un graben tel que celui de Faial, effondré en gradins entre failles normales, ne doit pas être confondu avec les grands rifts « volcaniques », tels l'extraordinaire Eldgjá (Islande), long d'une trentaine de kilomètres, ou le Tarawera rift (Nouvelle-Zélande) qui ne sont, toutes immenses qu'elles soient, que des fissures de tension aux lèvres écartées.

Enfin, on peut tracer un parallèle entre l'archipel des Açores et celui de Hawaii. Tous deux sont en effet situés sur une importante chaîne sous-marine isolée chacune au milieu de son océan respectif; tous deux sont étirés sur des fractures orientées W 25°N. Le volcanisme hawaïen, essentiellement effusif, a donné naissance à d'immenses dômes à pentes douces, au sommet desquels s'ouvrent des caldeiras d'effondrement (sink-holes, Daly sensu). Les Açores par contre, édifiées vraisemblablement au-dessus d'une mince couche sialique, sont des strato-volcans trachy-basaltiques au sommet desquels se trouvent des « caldeiras » dont l'origine est probablement mixte, c'est-à-dire où l'éviscération précède l'effondrement. La profondeur des hypocentres sismiques est du même ordre (25 ± 5 km) de part et d'autre.

Les îles Hawaii peuvent être considérées comme un horst gigantesque soulevé entre failles normales par épirogénèse (MACDONALD, 1956). L'étude de la tectonique de Faial conduit à une conclusion analogue et il est probable que les forces épirogéniques ne se limitent pas à cette île toute seule; il faudrait étudier à ce point de vue l'archipel en son entier. Il serait d'un intérêt certain de rechercher des preuves (morphologiques

⁽¹⁾ Il serait intéressant, pour éclaircir cette question, de procéder à une étude gravimétrique des Açores et des régions limitrophes.

et géophysiques) de l'éventualité où les Açores constitueraient un bourrelet anticlinal ou un horst similaire non seulement à la chaîne hawaïenne, mais aussi aux « bulges » d'Afrique, générateurs de rifts et grabens effondrés.

BIBLIOGRAPHIE.

- AGOSTINHO, J., 1931, *Bull. Volc.*, nos 27-30, XIV, Naples.
- COTTON, C. A., 1944, *Volcanoes as landscape forms*. Whitcomb-Wellington.
- DIXEY, F., 1956, *The East-African Rift System*. London.
- FRIEDLAENDER, I., *Zeitschrift fur Vulkanologie*, Bd XII.
- IMBÓ, G., 1951, *L'attività eruttiva Vesuviana*. Napoli.
- 1954, Sismicità del parossismo vesuviano del marzo 1944. (*Ann. Oss. Vesuv.*, 6 a ser., 1^o vol.)
- 1955, Énergies éruptives pendant le paroxysme du Vésuve de mars 1944. (*Bull. Volc.*, II, XVI, Naples.)
- JAMES, T. C., 1956, *The nature of rift faulting in Tanganyika*. Dar-es-Salaam.
- LACROIX, ALF., 1906, *L'éruption du Vésuve*. (*Rev. Gén. Sci.*, Paris.)
- MACHADO, FR., 1954, *Natureza dos deformações da crusta dos Açores*.
- 1955, *Algunes aspectos da seismicidade dos Açores*. (*Mem. Ord. Engenheiros*, n^o 107, vol. IV, N. 20 Oct. 1955, Lisboa.)
- MACDONALD, G. A., 1956, *The structure of Hawaiian volcanoes*, in *Gedenkboek H. A. Brouwer*. (*Kon. Ned. Geol. Gen.*, deel XVI, pp. 274-295.)
- MINAKAMI, T., 1950, *On explosive activities of andesitic volcanoes and their forerunning phenomena*. (*Bull. Volc.*, II, X, Napoli.)
- MINAKAMI, T and SAKUMA, S., 1953, *Report on volcanic activities and volcanological studies concerning them in Japan*. (*Ibid.*, II, XIV, Napoli.)
- NEUMANN VAN PADANG, M., 1951, *Catalogue of active volcanoes. Part I, Indonesia*. Naples.
- 1936, *Der Krater der Anak-Krakatau*. (*De Ing. in Nede. Ind.*, 4.)
- STEARNS, H. T., 1930, *Geology and water resources of the Kau District*. (*U. S. Geol. Surv.*, 616.)
- TAZIEFF, H., 1952, *Sur une récente campagne océanographique en mer Rouge*. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, LXI, 1.)
- 1951, *L'éruption du volcan Kituro de 1948*. (*Mém. Serv. géol. C. B., Léopoldville.*)
- VERHOOGEN, J., 1948, *Les éruptions 1938-1940 du volcan Nyamuragira*. (*I.P.N.C.B., Bruxelles.*)

En juillet 1958, M. H. TAZIEFF nous a envoyé une note complémentaire qui relate l'évolution du phénomène durant le début de l'année 1958.

Observations et remarques de juin 1958.

Entre le mois de décembre 1957, date où furent écrites les notes ci-dessus, et le mois de juillet où cet additif a été rédigé, le volcan de Capelinhos a manifesté une activité presque ininterrompue : des périodes de calme rares et brèves (quelques heures à peu de jours au plus) ont marqué l'émission de quantités toujours importantes de gaz et de laves, principalement sous forme d'ejecta, le volume de ceux-ci dépassant de beaucoup celui des coulées, courtes et de peu de durée.

Neuf mois après son réveil, le volcan manifestait toujours une forte activité, mais d'un aspect très différent de celui qui caractérisait la phase initiale : explosions et « fontaines » stromboliennes ont succédé aux impressionnantes manifestations pseudo-vulcaniennes décrites plus haut.

Le changement s'est opéré du jour où le cratère (et les quatre bouches qui s'y trouvent) a été isolé de la mer. Cela s'est produit le 16 décembre 1957 par la soudure des deux branches du « fer-à-cheval » initial. Aussitôt les jets « cypressoides » et les puissantes émissions de « cendres » — sables et poussières volcaniques — ont cessé pour faire place à de grandioses jeux stromboliens de basaltes incandescents.

A diverses reprises, à la suite notamment de soudains effondrements affectant l'édifice volcanique, les eaux de l'océan ont pu à nouveau arriver jusqu'au contact du magma en fusion : aussitôt les manifestations pseudo-vulcaniennes reparaissaient. A cette preuve que l'aspect éminemment explosif de la présente éruption est dû en grande partie à la transformation de l'énergie calorifique des laves en énergie cinétique par la vaporisation brutale de grandes quantités d'eau marine, s'ajoute celle-ci, mineure mais valable, de la naissance, à quelques heures d'intervalle, de deux bouches adventives, l'une à l'air libre, l'autre sous-marine.

J'ai eu le privilège d'assister, le 14 juin, à la naissance de la première. Cela débuta par de petits jets de scories incandescentes, lancés sporadiquement à quelques mètres de haut, à intervalles de plusieurs minutes à partir de deux points situés sur une fissure large de 2 à 6 cm. En 6 heures d'activité croissante, la fissure se transforma, par refusion des basaltes soli-

difiés, en une bouche circulaire de 10 à 12 m de diamètre à fortes manifestations stromboliennes avec laves très chaudes (près de 1.200° C).

Le soir du même jour, croisant en chaloupe au large du volcan, nous avons vu une autre bouche adventive, apparue au pied nord-ouest du cône *sous le niveau de la mer* : son activité, au contraire de l'autre, était du même type pseudo-vulcanien (avec jets cypressoides, cendres fines, gros cumulus de vapeur et absence de bruit d'explosion) que celui qui avait caractérisé les premiers mois de l'éruption de Capelinhos.

*
**

M. l'Ingénieur F. MACHADO m'a obligeamment communiqué les levés topographiques qu'il a fait mensuellement depuis le début du phénomène. Voici, schématisé, ce « film » de l'évolution topographique du volcan (fig. 1).

On remarquera que le levé du 18 décembre 1957 montre un cratère isolé de la mer, correspondant au passage de l'activité vulcanienne à l'activité strombolienne.

Le barrage constitué par l'accumulation des ejecta discrets ne devait d'ailleurs pas être longtemps imperméable, et il faudra attendre — en l'absence d'éléments très fins — que des coulées solidifiées en assurent l'étanchéité pour interdire, provisoirement tout au moins, l'accès des eaux marines et la pulvérisation consécutive du magma.

DESCRIPTION DE L'ACTIVITÉ.

Durant mon séjour à Faial (du 10 au 16 juin 1958), j'ai pu noter que quatre bouches principales s'ouvraient dans le cratère du volcan. Ces bouches étaient isolées les unes des autres par des parois très raides d'une hauteur de 70 m environ, subdivisant le cratère en quatre « sub-cratères » accolés.

Une fois de plus, il m'a été donné de constater ici la relative indépendance de bouches éruptives cependant toutes voisines : non seulement arrivait-il assez souvent qu'une ou même deux d'entre elles fussent inactives pendant que les autres se manifestaient avec violence, mais encore ai-je eu un jour (le 12 juin) le privilège — ayant heureusement atteint le rebord du cratère — de voir, à une soixantaine de mètres plus bas, le fond du « sub-

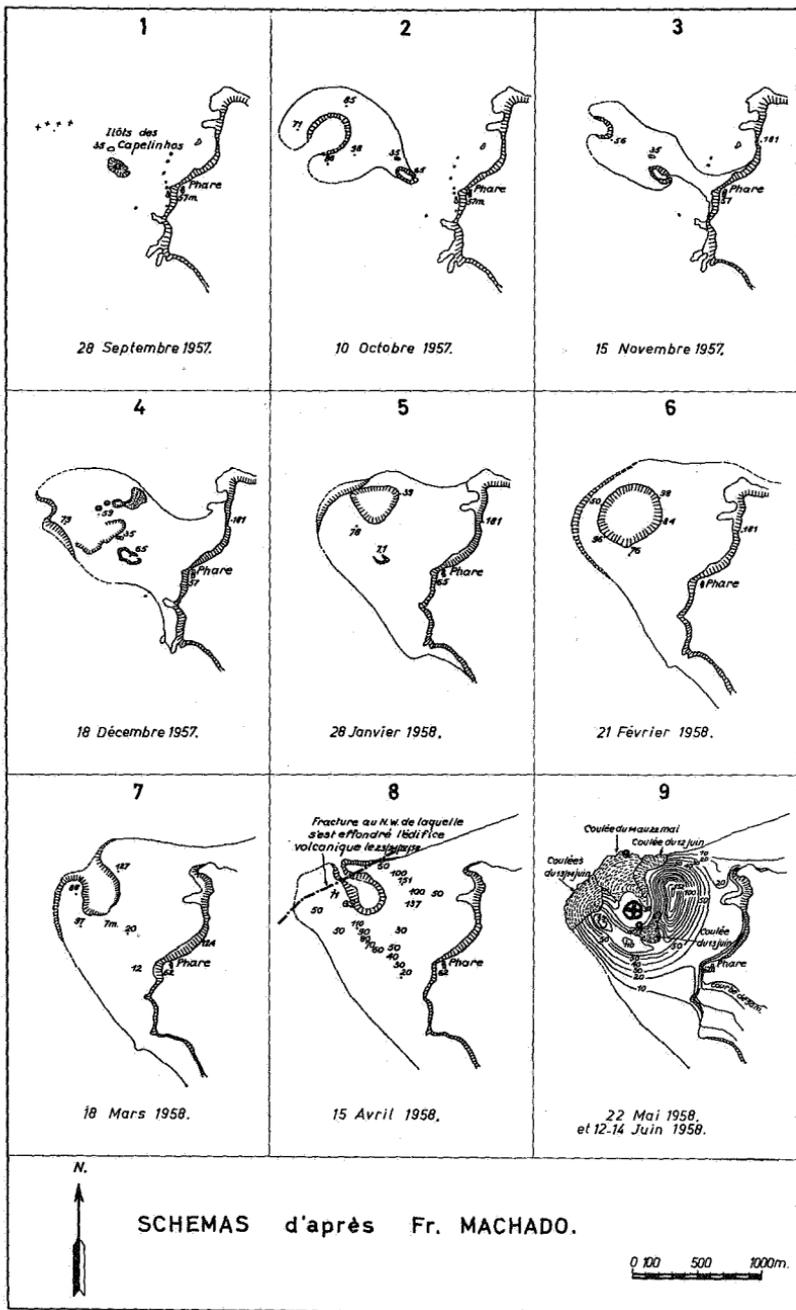
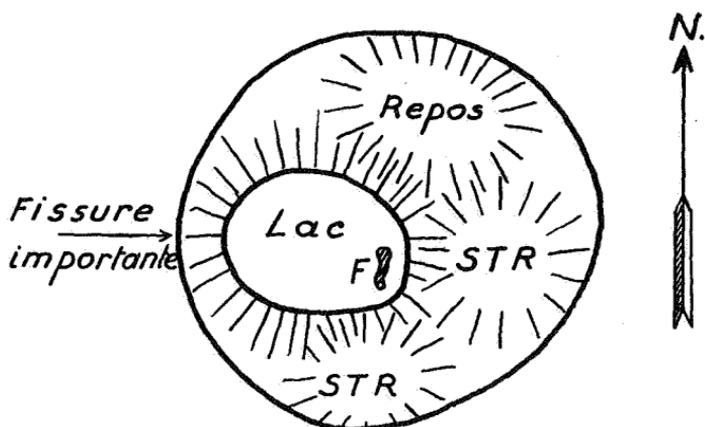


FIG. 1.

cratère » sud-ouest entièrement occupé par un lac de basalte en fusion. Ce lac, animé des habituels courants qui brassent ses semblables, était particulièrement paisible. Une seule fontaine y jouait, située près de la bordure orientale du lac, non loin de la paroi abrupte séparant ce cratère du voisin, lequel à ce moment était en forte activité strombolienne, de même que le cratère jumeau du Sud-Est.



F = fontaine.

STR = activité strombolienne.

FIG. 2. — Schéma en plan du cratère, 12 juin 1958.

Durant les 7 jours que j'ai pu passer cette fois-ci à Faial, le volcan a montré une période de forte activité lavique les 12, 13 et 14 juin, entre deux périodes calmes. Durant celles-ci des fumerolles sulfureuses abondantes, relativement pauvres en eau, apparaissaient sur les flancs du cône intérieur, fumerolles suffisamment concentrées pour rendre impossible, sans masque, l'accès du haut du volcan.

Dès la reprise de l'activité lavique, la majeure partie de ces émanations s'est évanouie, pour reparaitre au moment du retour au calme.

LA CRISE SÉISMIQUE.

Du 13 mai à 18 heures au lendemain vers midi, un séisme à la fois long et intense ravagea Faial. Cinq cent huit maisons furent entièrement détruites, un millier endommagées. Des

fractures de direction générale W-20°-N se sont ouvertes, surtout dans la partie occidentale de l'île (fig. 3). La plupart d'entre elles, larges de quelques centimètres à plus d'un mètre, ne montraient pas de rejet, mais celui-ci, à certaines failles, dépassait 1 m, voire 1,50 m.

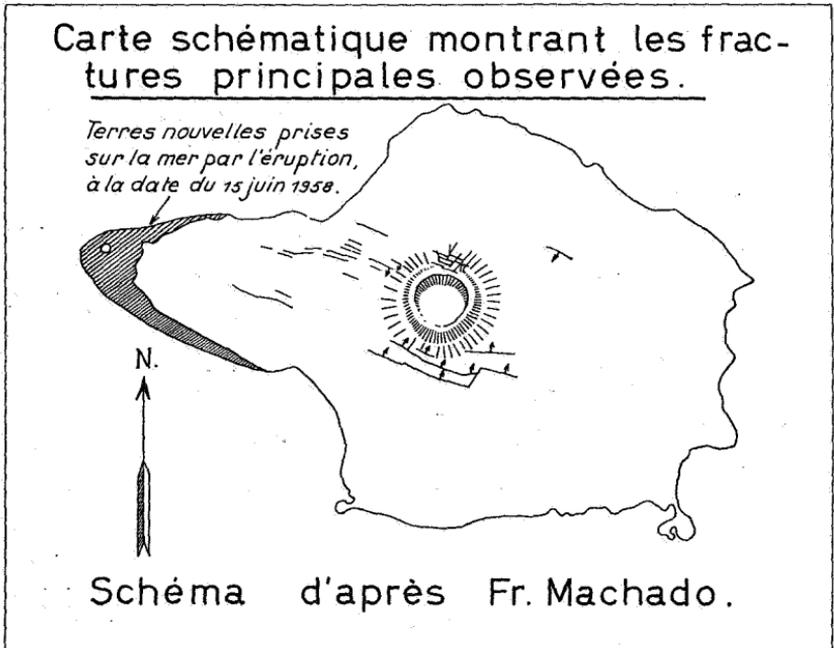


FIG. 3.

Comme on pourra le noter sur le schéma ci-dessus, la faille la plus marquée (rejet 1 m à 1,50 m, longueur 4 à 6 km) correspond à la faille principale dont il a été fait mention plus haut (voir p. 17).

La direction générale des fractures (290°) est parallèle à celle des grands accidents tectoniques de Faial dont nous parlions plus haut.

Cependant, malgré cette parenté tectonique certaine et nonobstant l'intensité de ses manifestations de surface, le séisme semble avoir été de magnitude réduite : la zone épiscopale a été bouleversée, mais à Horta déjà, seuls des plâtras

se sont détachés, et les autres îles de l'archipel ne semblent pas avoir ressenti de secousses. Alors que le style du séismographe de l'Observatoire Météorologique de Horta était à diverses reprises lancé hors du tambour par des ondes S de grande amplitude, ni Uccle, ni Saint-Maur, ni Strasbourg, ni De Bilt n'ont par contre rien enregistré.

Il est vraisemblable que la zone focale du séisme a été très superficielle et que l'origine doit en être recherchée dans l'éruption de Capelinhos elle-même.

Toutes les failles à rejet sont normales, le compartiment effondré se situant toujours vers l'axe volcanique est-ouest de l'île.

Il semble que les quelques fractures observées dans la moitié orientale de Faial ne soient que les « queues » des fractures importantes qui en ont balaféré l'Ouest. Jusqu'à ce qu'un nivellement précis ait été refait, il est difficile de pouvoir affirmer — comme j'ai été aussitôt tenté de le faire — que le séisme, somme toute, ait été causé par un approfondissement de la partie occidentale du « graben » de Faial. Car il pourrait tout aussi bien provenir, au contraire, d'un soulèvement, hypothèse en faveur de laquelle plaideraient des faits tels que le gain de 40 à 50 cm en altitude constaté au cap de Varadouro (d'ailleurs, ce peut aussi être dû au basculement vers l'axe volcanique de ce compartiment du graben), mais encore l'allure « déchirée » et l'écartement des lèvres de nombreuses fissures, ainsi que leur élargissement, léger (1/2 à 1 mm par jour en moyenne) mais continu, observé durant les semaines qui ont suivi la catastrophe, et, enfin, la fracturation « en séracs » qui a affecté une petite zone sur la lèvre nord de la Caldeira.

L'idée d'un effondrement consécutif au vide laissé par l'expulsion de dizaines de millions de mètres cubes de matière vient d'emblée à l'esprit. Le fait que cette subsidence se soit produite le long des lignes de faiblesse préexistantes est normal, et l'on conçoit d'autre part fort bien que les laves aient été drainées d'un réservoir allongé dans la direction de l'axe volcanotectonique régional.

Cette hypothèse s'accorderait avec le fait de la décroissance éruptive observée : un cône intérieur s'est édifié dans le large cirque du cratère initial, et les hauteurs — moyennes et maximales — atteintes par les projectiles ont diminué de moitié.

Dans cette hypothèse, l'éruption atteindrait à présent sa phase finale. Il est néanmoins impossible de prévoir la durée de cette dernière, ce type d'activité pouvant se continuer, avec des variations d'intensité, des mois ou des années durant (cf. Paricutin, Stromboli, Izalco, Bocca NE de l'Etna).

L'absence de tiltmètres n'a pas permis d'observer et mesurer un éventuel bombement, et aussi longtemps qu'un nouveau nivellement n'aura pas été fait, il sera impossible de choisir entre les deux hypothèses. Celle d'un soulèvement général, consécutif à la montée de magma ou à une mise en place de laccolithe sous le grand volcan assoupi de la Caldeira, demeure entretemps plausible. Mieux que l'idée d'un affaissement, elle explique la continuation notable de l'élargissement des fractures. La justification de cette hypothèse signifierait — au contraire de l'autre — un accroissement notable du péril suspendu sur la population.

L'EXPLOSION A LA CALDEIRA.

La Caldeira, précisément, a marqué durant la crise sismique, un réveil bref mais inquiétant : deux explosions violentes — semble-t-il — (entendues du moins jusqu'à Horta, à 10 km de là), se sont produites au fond du cratère et ont saupoudré de fine poudre claire (vraisemblablement trachytique) la surface entière de Faial.

Lorsque j'ai pu me rendre sur place, cette poudre avait été lavée par les pluies. Vers le centre du fond plat du cratère s'ouvraient, alignées sur une direction N-55°-E, quatre événements circulaires, de quelques mètres de large, dont deux émettaient des vapeurs d'eau. Dans l'une de ces bouches, on entendait, à une dizaine de mètres de profondeur semblait-il, bouillir un liquide relativement épais, une boue probablement formée d'eau et d'argile provenant de l'altération des plagioclases.

Un lac peu profond et de forme irrégulière occupait le fond du cratère avant le séisme. Les 3/4 environ en ont disparu aujourd'hui. Il est vraisemblable que l'explosion qui a affolé la population faialaise était d'origine phréatique, provoquée par l'irruption soudaine, au travers d'une fracture béante soudain formée durant la crise sismique, des eaux du lac jusqu'au contact de roches à haute température.

Il est impossible, dans l'état actuel des observations et sans le secours de mesures d'ordre géophysique, de définir avec un taux de probabilité suffisant les causes de la crise séismique de Faial et d'en tirer des prévisions — optimistes ou pessimistes — suffisamment étayées.

*
**

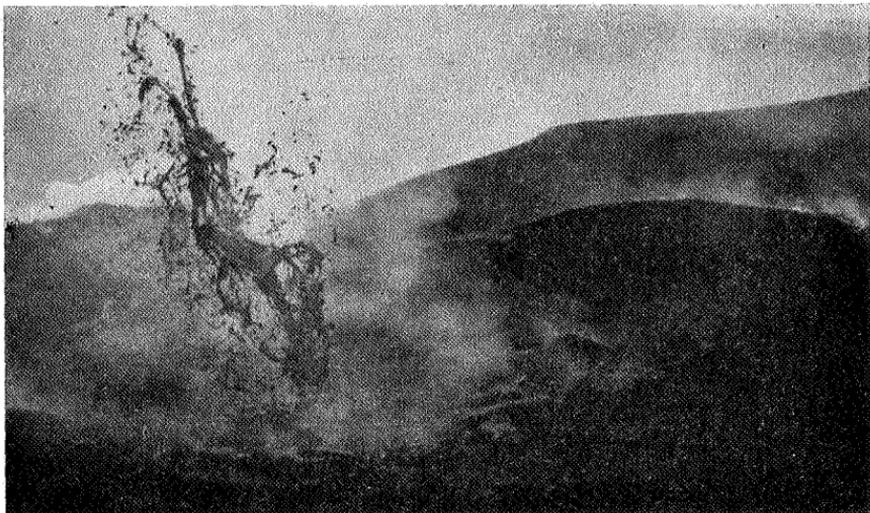
Je tiens à exprimer ici ma reconnaissance pour l'accueil qui m'a été réservé à Faial et l'appui qui m'y a été accordé, tant par le Gouverneur que par les autorités civiles et militaires, ainsi que par diverses personnes privées qu'il m'est impossible de citer ici.

*
**



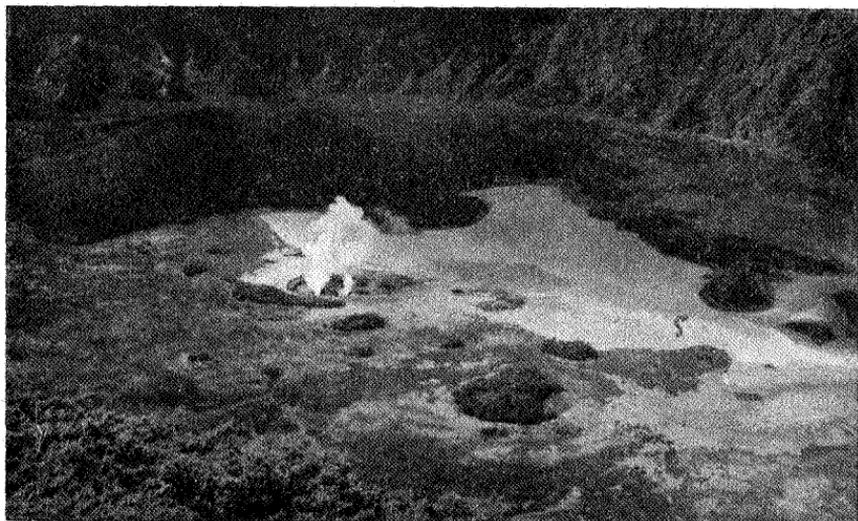
(Ph. Jovial.)

Açores. — Toit effondré sous les cendres.

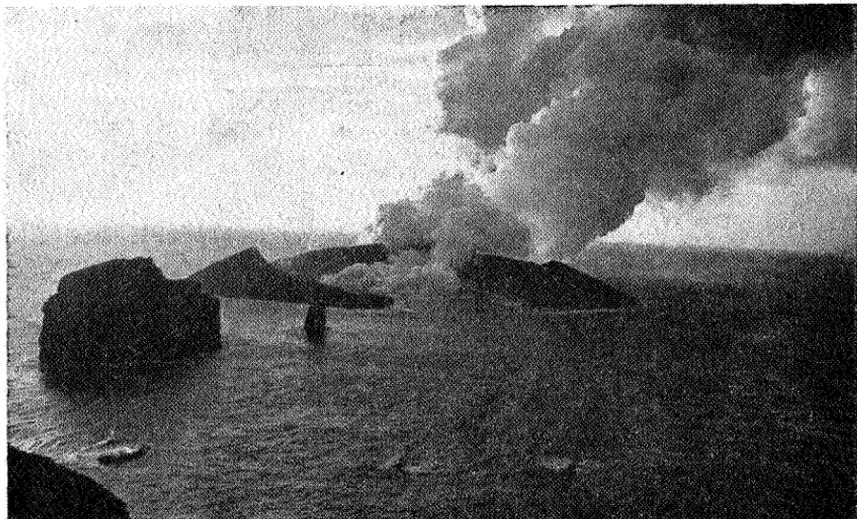


(Ph. Pacheco.)

Après une demi-année de violente activité volcanienne, la lave en fusion a fait son apparition dans le cratère. D'énormes « caillots », pesant des tonnes, sont lancés dans les airs par la force des gaz comprimés (mai 1958).



Açores. — Le fond de la Caldeira; ce qui reste du lagon et les événements des 12-13 mai alignés (trois avec vapeur).



(Ph. Jovial; Casa de Portugal.)

Début octobre 1957.



Des milliers d'hectares ont été ensevelis sous des épaisseurs de plusieurs mètres de cendres accumulées, au travers desquelles les pluies torrentielles, qui accompagnent trop souvent les éruptions, creusent des canyons profonds.



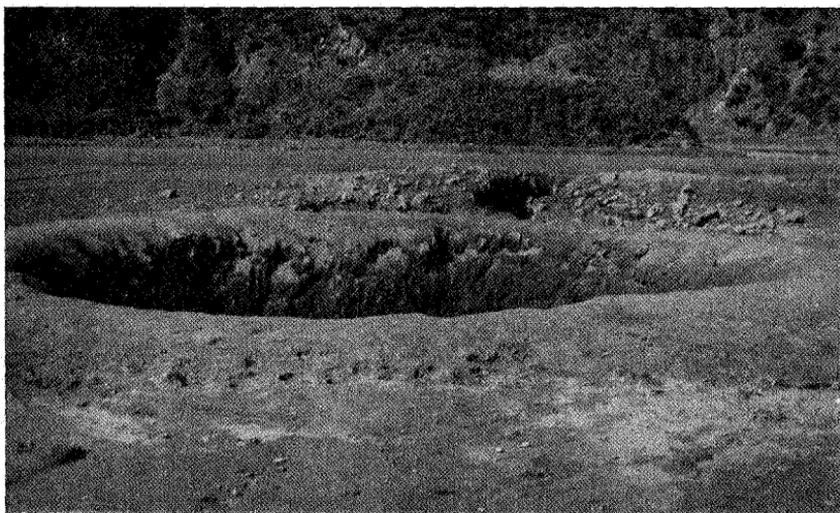
(Ph. Jovial; Faial.)

Açores. — Capelo. Maisons ensevelies sous les cendres volcaniques.

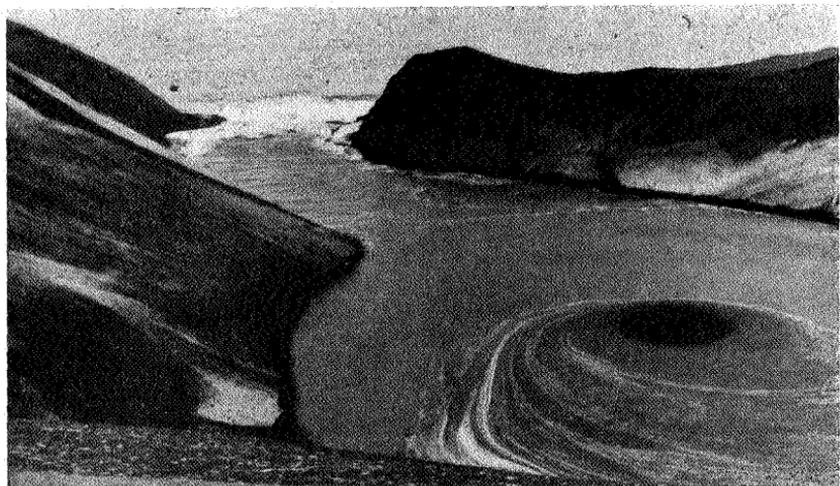


(Ph. Pacheco; avril 1958.)

Comme il arrive trop souvent, des pluies diluviennes s'abattent durant les paroxysmes éruptifs. Des torrents d'eau mêlée de cendres volcaniques ravagent ce village que, quelques jours plus tard, 460 secôusses sismiques consécutives vont complètement anéantir.

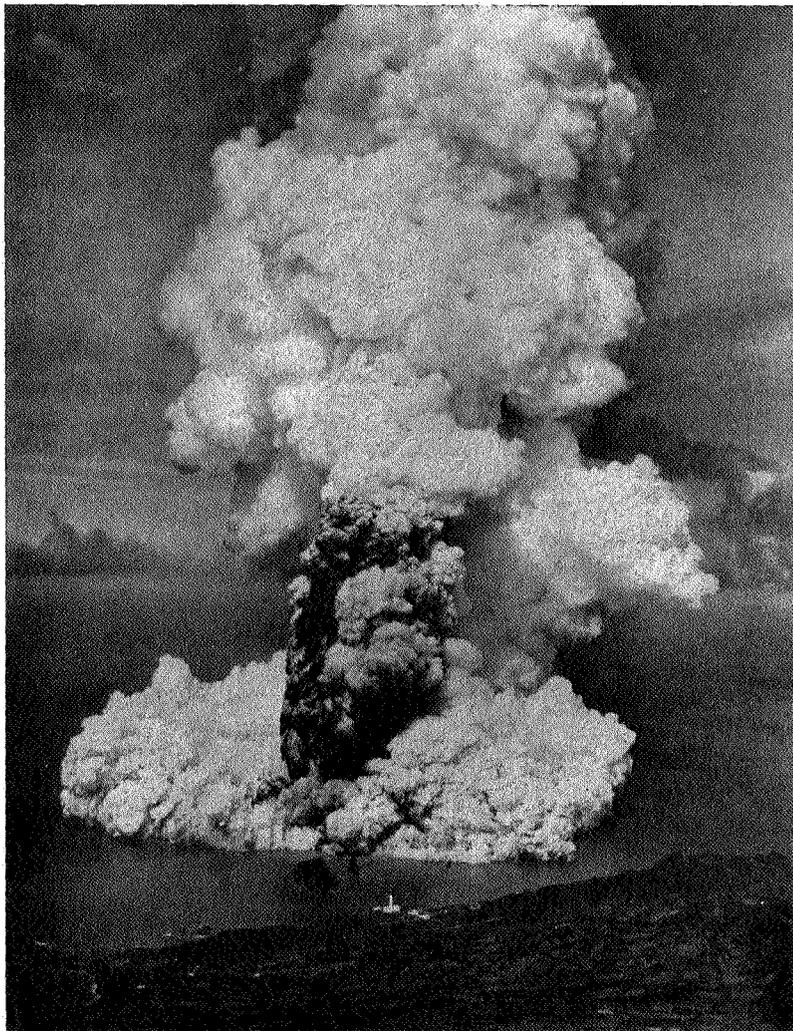


Açores. — Event des 12-13 mai 1958, au fond de la Galdeira.



(Ph. Rebelo; Horta-Faial.)

Açores. — Le cratère sous-marin durant une période de repos.



(Ph. United States Air Force.)

Vue aérienne de la pointe occidentale de l'île de Faial durant les premières semaines de l'éruption. Le phare donne l'échelle. Explosion normale pseudo-vulcanienne de la première phase de l'éruption.