

a donc détruit une masse aussi considérable que la plus haute des montagnes du Schwarzwalp (ou des Vosges).

FORME ET CONFIGURATION DES VOLCANS.

Lorsqu'on déverse sur le sol des matières désagrégées telles que du sable, du gravier, de la terre, etc., ces matières forment des accumulations coniques. C'est pour ce motif que la forme conique est la forme naturelle et caractéristique des volcans. Chez les petits volcans on la rencontre presque exclusivement, mais on la trouve aussi, fréquemment, avec une

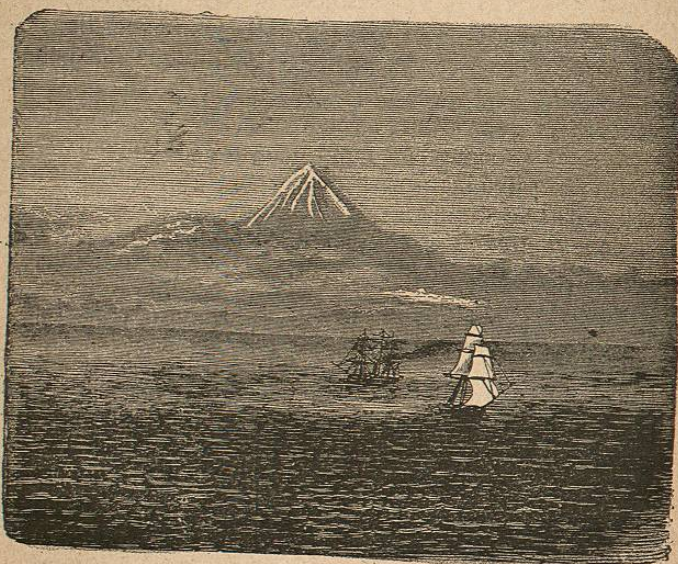


Fig. 4. — Pic d'Orizaba.

régularité remarquable, chez des volcans élevés et puissants, et cette forme fait souvent reconnaître de loin la nature volcanique d'une montagne. Charmé par la beauté et l'aspect insolite qu'offre la forme conique régulière du Cotopaxi, Alexandre de Humboldt a donné autrefois une brillante description de cette montagne et a ainsi vulgarisé le nom de ce volcan. Le Pichincha, le Pic d'Orizaba (fig. 4.), Kasbeck, etc., malgré leur hauteur considérable, fournissent d'autres exemples de volcans à forme conique régulière.

La plupart des grands volcans ont cependant perdu cette dernière forme. On voit combien certains d'entre eux peuvent différer de leur forme primitive en considérant les sommets aplatis et allongés du Schewelutsch, du Gelungung, du Tangkuban-Prahu, ou la crête de l'Hekla couverte de nombreux mamelons.

Mais la forme d'un volcan est toujours déterminée par son genre d'activité volcanique et, grâce à cette forme, on peut approximativement établir son histoire.

La transformation commence habituellement par celle du cratère. À l'état de repos, le canal qui sert à l'expulsion des matières volcaniques produites dans le foyer, est toujours bouché par des scories et des cendres. Le cratère primitif ressemble, par conséquent, à un entonnoir sans tuyau d'écoulement. Lorsque l'action volcanique est vive mais un peu irrégulière, l'entonnoir s'élargit et se transforme en une dépression, en un grand bassin. Lorsqu'une partie des matériaux, qui constituent l'intérieur de la montagne sous le plafond du cratère, est rejetée par une éruption, les parois s'effondrent peu à peu dans l'intérieur du cratère, de sorte que celui-ci, tout en conservant encore sa forme caractéristique, s'élargit en un cirque très-étendu, comme on peut le voir sur la figure 7 représentant le Hverfjall en Islande.

Ces grands cratères offrent les meilleures occasions d'étudier la structure des montagnes volcaniques. Pendant que les produits les plus récents recouvrent toujours les plus anciens sur le flanc externe de la montagne, les parois internes du cratère, très-escarpées et souvent perpendiculaires, mettent à nu une coupe transversale à travers les couches alternantes de lave, de tuf et de scories, et nous permettent ainsi de reconnaître, jusqu'à de grandes profondeurs, la structure véritable de la montagne.

La grandeur des cratères n'est pas toujours en proportion avec la hauteur de la montagne; elle en est complètement indépendante; elle dépend, au contraire, du genre d'activité du volcan. Tandis que le Sindoro, qui a 3,227 mètres de hauteur, présente un cratère qui n'a que 100 mètres de diamètre, l'Etna, de 3,400 mètres de hauteur, nous montre un cratère de 500 mètres et le Raon, de 3,460 mètres d'altitude, en possède un de plus de 3,000 mètres.

Ce que l'on désigne sous le nom de Caldera dans l'île de Palma n'est autre chose qu'un cratère remarquable par son étendue et surtout par sa profondeur considérable. Ce cratère

forme un bassin très-étendu ayant près de 7,000 mètres de diamètre, dont les parois s'élèvent à plus de 2,000 mètres de hauteur. La partie inférieure de ce bassin (haute de 1,370 mètres) est moins escarpée que la partie supérieure et se compose d'une roche non volcanique, la diabase : elle est traversée par de nombreux filons ascendants de lave. Ces filons occupent les canaux par lesquels se faisaient autrefois les éruptions. La



Fig. 5. — Sangay.

partie supérieure du bassin (haute de 700 mètres environ et tout à fait perpendiculaire) se compose, jusqu'au sommet, d'innombrables couches de scories, de tuf et de lave. On trouve là toute la structure d'une montagne volcanique et la Caldera de Palma nous donne une image si complète de sa constitution interne jusqu'au-dessous de la montagne volcanique, qu'il serait difficile de trouver sur terre un autre exemple aussi frappant.

L'eau des pluies se rassemble dans les anciens cratères inactifs, et, s'écoulant impétueusement le long des parois escarpées, elle en entraîne des fragments et contribue à élargir encore plus le bassin. Les parois de la Caldera sont ainsi sillonnées par un grand nombre de ravins étroits qui se rejoignent sur le bassin. Il peut même arriver, et c'est le cas pour

la Caldera, que toute la masse des produits volcaniques, accumulés à la surface, soit ainsi découpée et que le bassin pénètre jusque dans la roche de la montagne fondamentale. Les eaux qui s'y sont rassemblées cherchent une issue et leur pression seule suffit souvent pour briser le rebord friable qui les entoure et pour amener ainsi leur écoulement naturel. Un ravin profond, nommé Barranco de las Angustias, relie, vers l'ouest, la Caldera au rivage, et permet d'étudier encore plus complètement la structure du volcan puisqu'il découpe la montagne dans toute sa largeur. Des « Calderas » semblables se rencontrent sur le Curral de Madère, au Val del Paso Alto à Ténériffe



Fig. 6. — Cratère du volcan d'Arequipa.

et comme les « Barrancos » du Gedeh, du Pangerango et du Tengger, ils sont d'une grande importance pour l'étude de la structure intime des volcans.

Le fameux Val del Bove sur l'Etna a la même importance. Ce val commence sur la pente est de l'Etna, à une hauteur de près de 3,000 mètres, par un bassin immense dont le diamètre est de près de 5 000 mètres et qui est entouré d'un rebord de plus de 1,000 mètres de hauteur. Partant de ce bassin, un vallon étroit et creusé profondément dans les flancs de la montagne, descend le long de sa pente. On a reconnu que le Val del Bove est un ancien cratère, élargi par des éboulements et déchiré par un vallon ressemblant au « Barranco. » Quoique, récemment, de puissants torrents de lave se soient, à diverses reprises, épanchés dans le Val del Bove et en aient recouvert le sol, on peut encore parfaitement apercevoir, sur ses parois élevées et perpendiculaires, les diverses couches de scories et de lave dont se compose l'Etna, et qui y sont encore suffisamment à découvert.

La Caldera de Palma est aussi un cratère complètement éteint qui doit son étendue et surtout sa profondeur laquelle, traversant toute la masse des produits volcaniques, arrive jusqu'aux roches fondamentales, à l'action érosive des eaux. Mais il existe aussi des cratères encore en activité et de même étendue, dans la formation desquels l'eau n'a point joué un rôle essentiel.

On rencontre, par exemple, sur les pentes du Mauna Loa, dans l'île Havaï, un cratère très-remarquable, nommé Kilauea, dont le diamètre longitudinal est de 4 930 mètres et le diamètre transversal de 2,475 mètres. Le plus grand cratère des volcans encore en activité, se trouve sur le Tengger à Java. Il a plus de 5,000 mètres de diamètre; son fond constitue une vaste plaine couverte de sable volcanique et de cendres. Comme le sable du désert, ces cendres ténues sont soulevées par le vent en nuages denses, et retombent alors en différents points de cette vaste plaine cratérique pour former de petites collines qu'un autre coup de vent disperse de nouveau.

Dans certains cas ces cratères gigantesques sont probablement formés par la réunion de deux cratères voisins, parce que, pendant leur accroissement continu, la paroi qui les séparait a été peu à peu détruite. Le remarquable cratère double du Tangkuban Prahû nous offre un exemple de ce mode de formation. Le grand cratère de ce volcan est divisé, par une crête très-étroite, en deux bassins presque circulaires: le bassin occidental, nommé Kawa-Ratu, est complètement nu et les roches qui le forment sont décomposées et friables par suite de l'action des vapeurs acides qui s'en échappent. En 1846 il y eut une éruption à travers ce cratère et l'on peut supposer qu'une des prochaines éruptions détruira complètement cette paroi intermédiaire qui n'a plus aujourd'hui qu'une trentaine de mètres de hauteur. Dans ce cas les deux cratères se trouveront réunis et formeront un bassin d'au moins 2,000 mètres de diamètre.

L'ouverture du canal éruptif n'a point de place fixe dans un grand cratère: on rencontre même fréquemment plusieurs ouvertures sur divers points d'un cratère, et ces ouvertures peuvent devenir actives, simultanément ou isolément, dans diverses éruptions.

Lorsque le cratère possède une étendue considérable, les scories et les cendres d'une éruption retombent nécessairement, en partie du moins, dans son intérieur et se rassemblent, comme dans la formation d'un nouveau volcan, tout



Fig. 7. — Hverfjall, près du lac des Mouches.

autour de l'ouverture d'éruption ¹, sous forme d'un petit cône. (Fig. 8.)

Comme ces cônes centraux ne sont habituellement composés que de matières très-meubles, il arrive fréquemment qu'ils sont détruits par des éruptions subséquentes. Cependant, dans des circonstances favorables, ils s'accroissent de plus en plus en hauteur et en largeur et deviennent alors le véritable centre de l'activité volcanique. Le volcan est alors constitué par un grand cône principal à large cratère, contenant un petit cône, siège presque exclusif de l'activité volcanique. Lorsque ce cratère interne a atteint une certaine dimension, il arrive parfois qu'un troisième cône vient s'y superposer (fig. 9), ou bien, lorsque le grand cratère principal et primitif possède une assez grande étendue, il peut se former avec le temps dans son intérieur deux ou plusieurs cônes secondaires placés à côté les uns



Fig. 8. — Ile de Barren dans le golfe du Bengale.

des autres. Le cratère du Tengger contient ainsi quatre cônes éruptifs, qui, s'ils n'apparaissent point comme cônes secondaires sur cette gigantesque montagne, pourraient être considérés comme des montagnes remarquables, car l'un d'entre eux, nommé Batok, a plus de 334 mètres de haut. Le plus petit de ces quatre cônes, le Bromo, est le seul qui soit encore en activité.

La montagne prend une structure beaucoup moins régulière lorsque l'éruption ne se fait pas au centre, mais sur les bords du cratère ou, à plus forte raison, lorsqu'elle se fait sous la ceinture de rocs qui l'entoure. L'explosion, par laquelle débute l'éruption, détruit alors en partie cette ceinture de rocs. C'est en ce point que se forme le nouveau cône d'éruption. Une montagne de ce genre, vue de loin, n'apparaît plus sous la forme d'un cône simple, elle présente au contraire deux sommets. Le reste de l'ancienne ceinture cratérique constitue l'un des sommets, le nouveau cône forme le second et entre

¹. En Italie, on appelle l'ouverture d'éruption *Bocca*, nom qui est maintenant généralement adopté dans le langage scientifique.

les deux se trouve le fond, non recouvert, de l'ancien grand cratère.

Ce cas s'est présenté fréquemment dans les anciens volcans, et l'exemple le plus rapproché de cette forme nous est donné par le Vésuve. Jusqu'au commencement de notre ère, cette montagne était formée par un cône volcanique simple. Ce volcan était éteint depuis si longtemps que les plus anciens auteurs grecs et romains ignoraient complètement sa nature. En l'an



Fig. 9. — Sommet du Vésuve en 1774.

79 après J.-C. son activité se réveilla : il en résulta une éruption, la plus violente de ses éruptions historiques, qui détruisit les villes de Pompéi, Herculaneum et Stabies. L'éruption débuta par la projection en l'air de la partie nord-ouest de la ceinture cratérique : et ce sont les débris de cette ceinture qui ont, en grande partie, recouvert Pompéi. A la place qu'occupait autrefois la partie détruite de la ceinture se dresse aujourd'hui le nouveau cône éruptif où toute l'activité volcanique s'est concentrée depuis. Le reste de l'ancienne ceinture cratérique s'appelle aujourd'hui Monte Somma. Entre le Monte Somma et le nouveau cône éruptif se trouve une vallée semi-circulaire très-renommée sous le nom d'Atrio del Cavallo, et qui est la partie non détruite du grand cratère préhistorique (fig. 10). A plusieurs reprises, et même dans ces dernières années, un

troisième cône tendait à se former, mais son existence fut de courte durée.

Parmi les nombreux volcans qui, comme le Vésuve, ont produit un nouveau cône éruptif à la place d'une partie détruite de l'ancienne ceinture, et chez lesquels le nouveau cône est entouré semi-circulairement par le reste de l'ancien cratère, il faut citer le Pic de Ténériffe, l'Irazu, et l'Antuco.

Les éruptions ne réussissent pas toujours à se faire à travers l'ancien cratère. Les cheminées volcaniques sont quelquefois si complètement bouchées par la lave, qu'une éruption posté-

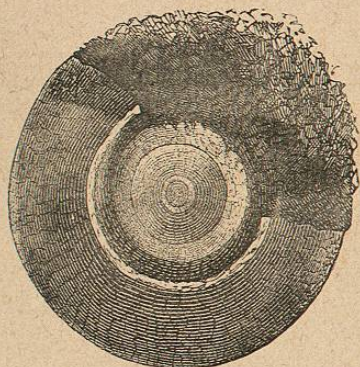


Fig. 10. — Cratère en forme de cirque à moitié détruit, avec cône éruptif central.

rieure peut se faire plus facilement sur un point plus faible de la montagne ou même à sa base. Le nouveau cône se formera alors sur la pente ou au pied du volcan, et ce fait pourra se répéter aussi souvent que les éruptions trouveront le canal éruptif bouché. C'est surtout l'Etna, dont le pourtour est, il est vrai, très-considérable, qui se distingue par une quantité considérable de ces cônes adventifs latéraux. Sur une zone occupant à peu près la moitié de la hauteur de la montagne, on rencontre ainsi plusieurs centaines de cônes secondaires. Parmi ces cônes secondaires, on distingue le Monte-Rossi, produit par l'éruption de 1669, qui a plus de 334 mètres de hauteur et qui ne paraît insignifiant que comparé à la masse colossale de l'Etna, mais qui, isolé, passerait pour une montagne remarquable.

Lorsque la hauteur de ces cônes secondaires comparée à celle du volcan principal est assez considérable et lorsqu'il s'en groupe plusieurs autour de lui, le volcan simple est remplacé

par un groupe ou une petite chaîne de montagnes, présen-

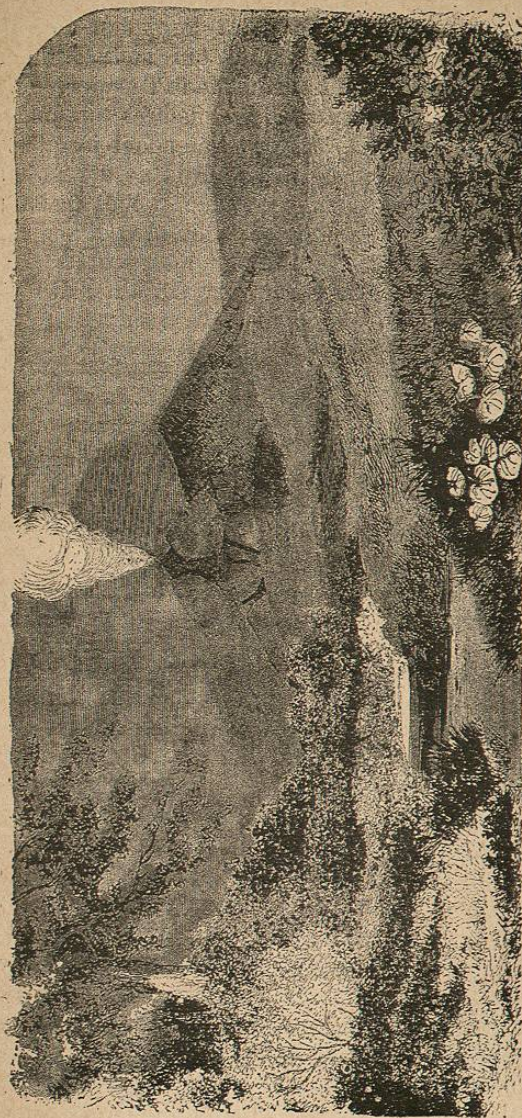


Fig. 11. — Vésuve et Somma.

tant les formes les plus variées et différant considérablement de la forme primitive, la forme conique régulière.

Un fait remarquable, que l'on observe surtout sur les volcans de Java et qui ne produit point de changements sensibles dans le contour des montagnes, c'est la formation de côtes. Au sommet de ces cônes volcaniques qui sont ordinairement élevés et réguliers, comme le Sumbing, le Tengger, le Semeru, le Tjermai, etc., naissent des cannelures profondes qui, augmentant peu à peu de largeur, s'étendent jusqu'à la base de la montagne. Celle-ci se trouve de la sorte régulièrement découpée par des ravins tellement rapprochés qu'ils ne sont séparés entre eux que par des côtes étroites et aiguës et que la montagne prend l'aspect d'une monture de parapluie. Cette particularité se fait remarquer surtout sur des cônes

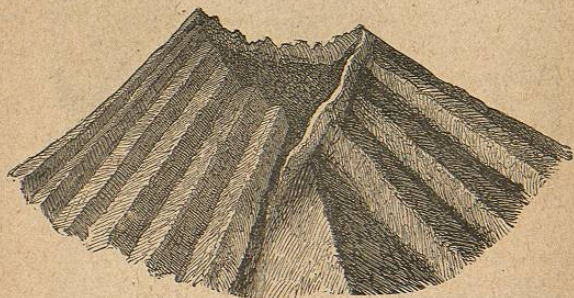


Fig. 12. — Merbabu.

composés de matériaux légers, peu cohérents et que la lave n'a point agglutinés : l'eau des pluies, celle surtout qui tombe pendant les averses tropicales, se creuse alors rapidement des canaux d'écoulement dans les flancs de la montagne. La régularité de ces ravins et des côtes qui les séparent dépend de la régularité de la forme conique du volcan. Or, comme les volcans de Java se distinguent par la régularité de leur forme et par l'absence de lave, c'est sur eux que l'on rencontre ce genre de ravinement dans sa plus grande perfection. Les mêmes causes produisent partout les mêmes effets. C'est pour cela que l'on rencontre aussi des côtes sur certains volcans de l'Amérique centrale, sur le Fuego, en Guatemala; sur le Votos à Costarica, et sur le Turrialva : on en rencontre aussi, mais offrant moins de régularité, sur de petits volcans comme par exemple le Coup d'Aysac, en France (Vivarais).

Lorsque l'un de ces ravins pénètre plus profondément que les autres dans les flancs de la montagne, il peut arriver, comme c'est le cas pour le Tengger et le Merbabu (fig. 12),

que l'enceinte du cratère soit rompue, de façon qu'un ravin profond s'étende depuis cette ouverture jusqu'à la base de la montagne.

Les éruptions volcaniques ne se font point toujours sur la terre ferme; beaucoup ont lieu au fond de la mer. Les phénomènes qui amènent le développement d'une montagne volcanique se répètent aussi dans ces éruptions sous-marines; le résultat en est cependant modifié, en partie, par la mobilité des eaux de la mer. Les cendres et les scories se répandent sur le fond de la mer et s'accumulent en partie autour de la bouche d'éruption. Lorsque le cône atteint une hauteur convenable, son sommet apparaît au-dessus du niveau de l'eau sous la forme d'une île. Une île volcanique consiste donc dans la partie supérieure d'une montagne dont la base repose, quelquefois à de grandes profondeurs, sur le fond de la mer. C'est pour cette raison aussi que ces îles présentent souvent des cratères très-grands et hors de proportion avec un rebord peu élevé.

Un amoncellement de produits éruptifs peu cohérents, comme celui qui constitue un grand nombre d'îles volcaniques, ne peut offrir une longue résistance aux mouvements d'une mer agitée ou aux brisants qui l'attaquent : les flots emportent les scories et les cendres, et détruisent, souvent en peu de temps, la nouvelle formation. Depuis les temps historiques on a eu fréquemment l'occasion d'observer la formation de semblables îles volcaniques qui, après une courte existence, furent ainsi détruites. On connaît même des endroits où des volcans sous-marins ont, à différentes reprises, créé des îles, mais sans résultat permanent.

Au voisinage de l'île San-Miguel, dans les Açores, apparut, en 1638, une petite île qui disparut peu de temps après : une autre île qui se montra en 1720, à la même place, et qui atteignit presque 135 mètres de hauteur, ne dura aussi que trois ans. En 1811, il en surgit une troisième que l'on nomma Sabrina du nom du vaisseau qui l'avait découverte et qui en prit possession au nom de l'Angleterre; mais comme les autres elle disparut bientôt. Le volcan sous-marin qui donna naissance à ces îles est encore actuellement en activité comme le démontre une éruption qui eut lieu, en 1867, au même endroit.

Dans le voisinage du cap Reykjanes, en Islande, se trouve un volcan sous-marin d'une grande activité. Sa plus ancienne éruption dans les temps historiques eut lieu en 1210. Trente ans après, les éruptions se multiplièrent et produisirent plusieurs petites îles qui furent bientôt détruites. Mais l'île qui apparut

en 1783 paraissait, d'après son étendue et sa hauteur, avoir un avenir durable, en sorte qu'elle fut annexée au Danemark, sous le nom de Nyoe. Mais elle fut également détruite par la mer, en moins d'une année.

L'existence et la possibilité du développement ultérieur d'une nouvelle île volcanique, ne sont assurées que lorsqu'il s'épanche de la lave qui, après sa solidification, recouvre les produits meubles et les protège de telle sorte que les brisants les plus violents n'ont aucune action sur eux pendant des siècles.

Mais même dans ce cas les flots trouvent souvent sur les bords du cratère une partie moins solide qu'ils parviennent finalement à rompre. L'île se compose alors d'un bourrelet annulaire ouvert qui renferme un bassin, remarquable par sa régularité, et où l'eau de la mer peut entrer et sortir. L'île elle-même est composée, comme toutes les îles volcaniques, de couches de cendres, de scories et de lave, qui sont inclinées du côté extérieur de la montagne, mais très-escarpées du côté interne et qui présentent ainsi une coupe naturelle verticale de leurs différents éléments. L'île Saint-Paul, dans l'Océan Indien (fig. 13 et 14), peut servir d'exemple pour cette forme si caractéristique d'îles volcaniques.

Le développement ultérieur d'une île de ce genre correspond alors exactement au développement d'une montagne volcanique sur la terre ferme. Une éruption peut se produire dans l'ancien cratère, et l'on voit une nouvelle île surgir au milieu du bassin ; ou bien l'éruption est latérale, et dans ce cas il se produit de nouveaux cônes sur les pentes ou de nouvelles îles dans le voisinage de la première. Ces îles secondaires peuvent, en s'agrandissant peu à peu, se relier à la première et en masquer la structure caractéristique. C'est pour cette raison que l'on rencontre des îles complètement formées de matériaux volcaniques qui, à cause de leur forme variée et de leurs nombreuses montagnes, ne trahissent point, à première vue, leur nature véritable.

On a observé encore un autre mode d'origine des élévations volcaniques, mais pour les îles seulement, comme à Santorin, et non pour les montagnes de la terre ferme.

Santorin, groupe d'îles de l'Archipel grec, est remarquable dans l'histoire des volcans, parce que l'activité volcanique y semblait complètement éteinte et qu'après de longues périodes de temps il s'y produisit des éruptions répétées qui donnèrent naissance à plusieurs îles, dont les unes furent de nouveau détruites, mais dont quelques autres persistèrent. L'île nouvelle de

Georgios fut produite en 1866 par les laves issues du fond de la mer, et qui, au contact de l'eau, furent couvertes rapide-

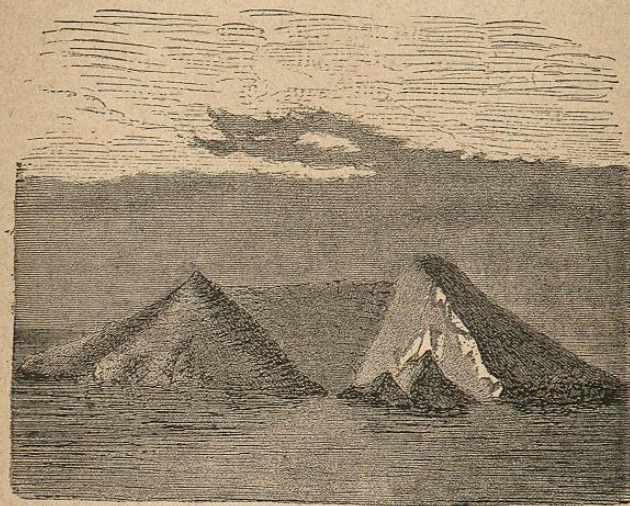
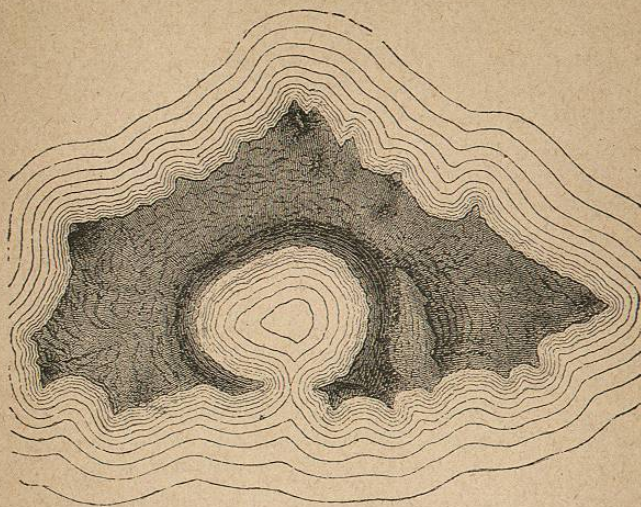


Fig. 13 et 14. — Ile Saint-Paul.

ment d'une écorce solide : cette première masse, s'étendant peu à peu, fut soulevée par les nouvelles masses de lave qui