

Prof. dr Kazimierz Maślankiewicz emer. profesor Uniwersytetu Wrocławskiego, były kierownik Katedry i Zakładu Mineralogii i Petrografii, były dyrektor Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, były prorektor tego uniwersytetu. Generalny Sekretarz Międzynarodowego Komitetu Historii Nauk Geologicznych (INHIGEO - International Committee on the History of Geological Science*). Autor wielu prac naukowych i popularnonaukowych z zakresu geologii.

Wulkany I CZŁOWIEK

KB2IMIBR2 MnŚLRNKIBUICZ

UULKQNB I C2ŁOUIBK

Kl

/

Okładkę i obwolotę projektował PIOTR KAWIECKI

Redaktor

JAN KĄDZIOŁKA

Redaktor techniczny ELŻBIETA MLIČZEWSKA

Korektorzy

DANUTA BONIECKA, DANUTA SIUDYŁO

WULKANY

I ZJAWISKA WULKANICZNE

NAJDAWNIEJSZE WIADOMOŚCI

O WYBUCHACH WULKANÓW

Potężne zjawiska przyrody, wobec których człowiek czuje się mały i bezradny, zawsze przyciągały i przyciągają uwagę człowieka. Spośród nich na pierwsze miejsce wysuwają się zjawiska wulkaniczne, niepokojące skalą swej grozy i nieprzenikniętą tajemniczością niespodziewanych wybuchów.

Dla człowieka pierwotnego wybuch wulkanu z wylewem gorącej, płynnej lawy, palącej wszystko na swej drodze, wśród odgłosów potężnych grzmotów podziemnych i płomieni ognia, musiał być czymś naprawdę przerażającym. Nic też dziwnego, że powszechnie widziano w tym rękę "jakichś potężnych bóstw; dziś jeszcze niejedyn z groźnych wulkanów nosi nazwę świętej góry.

Starożytni Grecy uważali obszary wulkaniczne za siedzibę boga ognia Hefajstosa (zwanego w mitologii rzymskiej Vulcanus)

1 miejsce walk gigantów i tytanów z bogami. Według Platona rozżarzone popioły wyrzucane z wulkanów pochodziły z podziemnej rzeki ognistej Piryflegeton; dowodem znajdującego się w głębi Ziemi ognia miały być wypływające nieraz na powierzchnię gorące źródła. Słuszne były przypuszczenia, że ogień pojawiający się w czasie gwałtownych wybuchów pochodzi z głębi Ziemi. W dziele Strabona Geographika. znajduje się opis powstania nowej wyspy wulkanicznej na Morzu Egejskim w roku 198 p.n.e. Pisze on: „W środku między Therą i Therasią wznosiły się z morza płomienie, tak że całe morze wydawało się płonąć". Z głębi morza wyniosły one na powierzchnię wody żarzącą się wyspę, która miała 12 stadiów obwodu, tj. ponad 2 kilometry. Zjawisko

WULKANY

I ZJAWISKA WULKANICZNE

NAJDAWNIEJSZE WIADOMOŚCI

0 WYBUCHACH WULKANÓW

5

to opisuje również Seneka dodając, że wydobywający się z głębi morza ogień buchał tylko od czasu do czasu, a woda burzyła się silnie.

Ani Strabon ani Seneka nie wspominają jednak zupełnie o wyrzucanych popiołach wulkanicznych, musiał to być zatem wybuch lawowy. W połowie XIX wieku zaobserwowano w tym właśnie miejscu na Morzu Egejskim powstanie nowego wulkanu (na wyspie Nea Kaimeni).

Z tych krótkich opisów można wnosić, że przedstawiony przez starożytnych podmorski wybuch, miał inny charakter, niż wybuch Wezuwiusza, który w roku 79 n.e. zniszczył miasta Herkulanum i

Pompeję, a którego opis zawdzięczamy Pliniuszowi Młodszemu.

Poza Pliniuszem skąpe tylko informacje zachowały się z czasów starożytnych o Wezuwiuszu. U Strabona tak wygląda opis tego wulkanu:

„Nad miastami Kampanii wznosi się Wezuwiusz, dookoła którego rozciągają się wspaniałe pola uprawne. Szczyt Wezuwiusza z licznymi zagłębieniami, częściowo równy, całkowicie pozbawiony roślinności, ma szarą barwę popiołu. Czerwonawobrunatne kamienie wyglądają jakby przetrawione ogniem. Widać, że okolica była kiedyś wypalona i miała wiele otworów ziejących ogniem”.

Wiek średni niewiele wniósł do wiedzy o zjawiskach wulkanicznych. Ojcowie Kościoła starali się wszystkie zjawiska przyrody tłumaczyć biblijnym opisem stworzenia świata, opierając się również ściśle na poglądach Arystotelesa, którego wszechpotężny autorytet w naukach przyrodniczych wpływał hamująco na ich rozwój przez całe wieki. Według Arystotelesa wstrząsy ziemi były wywoływane przez powietrze wydobywające się na ziemię wąskimi otworami, a zamknięte w głębokich, podziemnych pieczarach; mogło ono zapalać się na powierzchni, dając zjawisko ognia, obserwowane w obszarach wulkanicznych.

Podziemna płomienista rzeka Piryflegeton Platona zmieniła się w pismach średniowiecznych w piekło, którego groza przez całe wieki miała przerażać grzesznego mieszkańca Ziemi.

W bardziej racjonalistyczny sposób próbowali wyjaśnić powstawanie wulkanów niektórzy średniowieczni uczeni arabscy, którzy przypuszczali, że wywołane one zostały podziemnymi pożarami siarki, smoły lub ropy naftowej.

6

-Jt

Powstanie wulkanu Monte Nuovo na Polach Flegrejskich pod Pozzuoli w r. 1738; rycina z włoskiego dzieła Dell' incendio di Pozzuole, Marco Antonio delii Falconi all' Illustrissima Marchesa delia Padulla

Również i Albert Wielki, wielki przyrodnik średniowiecza, tłumacz dzieł Arystotelesa, z którym jednak nie we wszystkim się zgadzał, poruszał zagadnienie powstawania wulkanów. Według niego, wulkany miały być wytworzone działaniem podziemnych par, a działalność wulkaniczną próbował wyjaśnić pożarami podziemnych złóż siarki, zmieszanej z bitumicznym olejem skalnym. Ponadto uważał, że wulkany powstają w słabszych, mniej odpornych miejscach skorupy ziemskiej, czym zbliżał się do poglądów nowoczesnych.

Z trzęsieniami ziemi i podziemnymi pożarami wiąże wybuchy wulkanów wybitny humanista Georgius Agricola (1494—1555), znakomity przyrodnik, mineralog i geolog, pionier górnictwa i hutnictwa. W jednej ze swych prac szczegółowo opisywał on pożar pokładów węgla kamiennego w Zwickau (Saksonia), trwający

SotPOTARA

Obraz wnętrza Ziemi i jego związek z wybuchami wulkanów (wg A. Kirchera, 1665)

przez kilkadziesiąt lat, wspomina również o podobnym podziemnym pożarze pod Edynburgiem w Szkocji. Nie widzi przy tym Agricola istotnej różnicy między podziemnymi pożarami pokładów węglowych a ogniem wulkanów. Nie można jednak zapominać, że zjawisk wulkanicznych sam nie obserwował.

Niewiele od poglądów Agricoli różniły się poglądy sławnego Abrahama Gottloba Wenera, wypowiedziane w dwieście pięćdziesiąt lat później, chociaż jego prace przyniosły wiele nowych obserwacji i słusznych wniosków.

Okres Odrodzenia przyniósł liczne opisy zjawisk wulkanicznych, zachodzących zwłaszcza w obrębie Morza Śródziemnego. W XVII w. wiele uwagi wulkanom poświęcił w swych pismach Athanasius Kircher. Opisał on Etnę i Wezuwiusz, podając nawet wymiary ich kraterów i potoków lawowych, oraz zestawiał wykaz

8

Obraz wnętrza Ziemi i jego związek z wybuchami wulkanów (wg A. Kirchera, 1665)

przez kilkadziesiąt lat, wspomina również o podobnym podziemnym pożarze pod Edynburgiem w Szkocji. Nie widzi przy tym Agricola istotnej różnicy między podziemnymi pożarami pokładów węglowych a ogniem wulkanów. Nie można jednak zapominać, że zjawisk wulkanicznych sam nie

obserwował.

Niewiele od poglądów Agricoli różniły się poglądy sławnego Abrahama Gottloba Wenera, wypowiedziane w dwieście pięćdziesiąt lat później, chociaż jego prace przyniosły wiele nowych obserwacji i słusznych wniosków.

Okres Odrodzenia przyniósł liczne opisy zjawisk wulkanicznych, zachodzących zwłaszcza w obrębie Morza Śródziemnego. W XVII w. wiele uwagi wulkanom poświęcił w swych pismach Athanasius Kircher. Opisał on Etnę i Wezuwiusz, podając nawet wymiary ich kraterów i potoków lawowych, oraz zestawiał wykaz

8

erupcji. Rozważając zagadnienie wybuchów wulkanicznych wiązał je z podziemnymi pożarami siarki, bituminów, węgla kamiennego i różnych soli.

Poglądy Kirchera wywarły duży wpływ na współczesnych, a także i późniejszych uczonych. Jego rycina umieszczona w *Mundus subterraneus*, przedstawiająca przekrój przez Ziemię, była wielokrotnie przerysowywana i publikowana w licznych dziełach.

Rzeczą bardzo interesującą jest to, że jeden z pierwszych opisów Islandii i tamtejszych wulkanów został wydrukowany w języku polskim. Jest to książka, wydana w Lesznie w roku 1638 pt. *Islandia albo krótkie opisanie wyspy Islandii*. Autorem jej jest podróżnik czeski Daniel Strejc (zw. też Vetter lub Fetter), który jako drukarz osiadł na jakiś czas w Lesznie. Dopiero w roku 1673 książka ta została wydana po czesku.

Podróżnicy, odbywający dalekie wyprawy morskie, opisywali zdarzające się na Dalekim Wschodzie lub w Nowym Świecie wybuchy nieznanych wulkanów. W niektórych opisach podróży można znaleźć, wykonywane na podstawie relacji świadków, rysunki wybuchów wulkanów. Sławny geograf Bernhardus Valerius, autor pierwszej geografii fizycznej Ziemi, *Geographia generalis* (1650), po raz pierwszy podał położenie znanych wówczas wulkanów. On również wprowadził nazwę „wulkan” (od starorzymskiego boga ognia Wulkana).

Z początkiem XVIII wieku wielkie poruszenie wywołało powstanie małej wysepki obok wyspy Mikra Kaimeni w grupie wysp Santorin (staroż. Thera) na Morzu Egejskim. Wyspy te są częścią potężnego krateru podmorskiego, który kilkakrotnie objawiał swą aktywność w czasach historycznych. Z końcem maja 1707 roku z głębi morza zaczęła się wznosić ponad poziom wody jasna skała, która w ciągu trzech tygodni osiągnęła wysokość 80 m, przy obwodzie około 1000 m. Z początkiem lipca obserwowano wydobywający się ogień, a w dziesięć dni później zauważono kilkanaście czarnych skałek wynurzających się z morza. Gęste dymy unosiły się nad nowo utworzonymi wysepkami, które w końcu połączyły się w jedną wyspę; otrzymała ona nazwę Nea Kaimeni. W parę lat później wzmożona działalność wulkaniczna położyła kres nowo powstałej wyspie wulkanicznej, która z powrotem zanurzyła się w fale morskie.

Trudno się więc dziwić ówczesnym poglądom wielu badaczy, którzy przyjmowali, że wyspy i góry powstanie swe zawdzięczają siłom wulkanicznym.

Na przełomie XVIII wieku, aktualne stało się znowu zagadnienie powstawania skał, które interesowało już w starożytności greckich filozofów i przyrodników. W tym czasie rozgorzał wielki spór naukowy, zwany sporem plutonistów z neptunistami. Pluto-niści (od boga podziemia Plutona) utrzymywali, że wszystkie skały powstały na drodze ogniowej, zdaniem natomiast neptunistów (od boga morza Neptuna), wytworzyły się one na drodze wodnej.

Skrajnym i nieprzejednanym neptunistą był głośny ze swych wykładów profesor mineralogii i górnictwa na Akademii Górniczej we Freibergu w Saksonii, Abraham Gottlob Werner (1750—1817), nazywany często „ojcem geologii”, która za jego czasów nosiła nazwę geognozji. Werner, który znał tylko Saksonię, nie miał sposobności obserwowania wulkanów i zjawisk wulkanicznych, które — podobnie jak jeszcze w wieku XVI Agricola — wiązał z rzekomymi, podziemnymi pożarami pokładów węgla. Po stronie Wenera, do którego na naukę zjeżdżano z całej Europy, stanęli liczni jego uczniowie, wśród nich wielu późniejszych wybitnych geologów.

Do neptunistów należał również poeta niemiecki J. W. Goethe, autor wielu prac przyrodniczych, także i z dziedziny geologii. Gorliwym neptunistą był i Stanisław Staszic, czemu dał wyraz w *Ziemiorodztwie Karpatów*.

Mnożące się ciągle obserwacje nie potwierdzały poglądów, jakoby takie skały wulkaniczne, jak np. pospolite bazalty, mogły powstać na drodze wodnej. Stawało się rzeczą oczywistą, że te czarne skały tworzyły się przez zastygnięcie ognistopłynnych potoków lawowych, wydobywających się z wulkanów. Ostateczny cios neptunistom zadał znakomity geolog szkocki James Hutton (1726—1797), który w jasny i przekonujący sposób wykazał, że bazalty powstały przez zakrzepnięcie stopu ognistopłynnego.

Do ustalenia się tych poglądów w geologii przyczynił się fakt, że dwaj najwybitniejsi uczniowie Wernera, znakomity geolog Leopold v. Buch oraz znany geograf Aleksander v. Humboldt, którzy mieli sposobność badania wielu terenów wulkanicznych, także pozaeuropejskich, przeszli na stronę plutonistów.

10

Podwaliny pod współczesne poglądy wulkanizmu dał w swych pracach angielski badacz G. Poulet Scrope (1797—1876). Rozróżnia on działalność wulkaniczną i plutoniczną. Pierwsza objawia się zjawiskami wulkanicznymi, które możemy obserwować na powierzchni Ziemi, druga natomiast związana jest z procesami zachodzącymi w głębi Ziemi, które nie są dostępne bezpośrednim obserwacjom. Źródłem tych procesów jest stop ognistopłynny — magma (gr. = ciasto). W czasie wybuchów wulkanów magma wydobywa się na powierzchnię Ziemi w postaci lawy.

Wszystkie skały powstałe przez zastygnięcie magmy noszą nazwę skał magmowych. Dawniej nazywano je również skałami ogniowymi lub wybuchowymi. Powstałe przez zastygnięcie magmy w głębi Ziemi skały noszą nazwę głębinowych, czyli plutonicznych. Nazywane są one także skałami intruzywnymi (intruzyjnymi), ponieważ tworzą podziemne intruzje (łac. intrusus — wciśnięty, wepchnięty) przez wciśnięcie magmy w skały. Najpospolitszymi skałami głębinowymi są granity. Skały utworzone przez zastygnięcie na powierzchni lub blisko powierzchni Ziemi wylewów lawowych, które występują w czasie wybuchów wulkanów, noszą nazwę wylewnych lub wulkanicznych. Nieraz nazywa się je również skałami efuzywnymi (łac. effusus — rozlany), ponieważ rozlewają się na powierzchni Ziemi. Najpospolitszymi skałami wulkanicznymi są bazalty. Do tej grupy skał należą również andezyty, riolity, trachity, porfiry i inne. Warunki zastygania stopu skalnego na powierzchni Ziemi, gdzie skrzepnięcie następuje szybko, i w głębi Ziemi, gdzie stop magmowy stygnie bardzo powoli, są odmienne. Inaczej też wyglądają skały wylewne i głębinowe (por. rozdz. Skały wulkaniczne).

WULKANY CZYNNE I WYGASŁE

Na głębokości kilkunastu metrów pod powierzchnią Ziemi panuje stała temperatura, równa przeciętnej rocznej temperaturze danego miejsca. Termometr umieszczony przed 170 laty w podziemiach obserwatorium astronomicznego pod Paryżem na głębokości 28 m wskazuje niezmienną temperaturę +12°C, która jest średnią roczną temperaturą okolic Paryża.

12

Przy zwiedzaniu głębszych kopalń odczuwa się wyraźny wzrost temperatury na niższych poziomach w porównaniu z poziomami wyższymi, położonymi tuż pod powierzchnią Ziemi. Przy posuwaniu się w głąb o 100 m temperatura wzrasta średnio o 3°C. Aby zatem temperatura podwyższała się 1°C, należy opuścić się w głąb o 33 m. Tę liczbę metrów, o którą posuwając się pionowo w głąb Ziemi, temperatura wzrasta o 1°C, nazwano stopniem geotermicznym.

Od przeciętnego stopnia geotermicznego, wynoszącego 33 m, istnieją liczne odchylenia, związane z budową geologiczną. W jednych punktach kuli ziemskiej wzrost temperatury, w miarę posuwania się w głąb Ziemi, jest szybszy, w innych natomiast wolniejszy. I tak np. w Ameryce Północnej zwiększenie temperatury o 1°C, następuje co 40 m, a w Afryce Południowej średni stopień geotermiczny jest wyższy od 100 m, co umożliwia pracę górnika nawet na głębokości przekraczającej 2000 m. Średni stopień geotermiczny w otworze wiertniczym w Paruszwicach na Górnym Śląsku wynosi 34,3 m (do głębokości 500 m — 40,3 m; w większych głębokościach — 28,2 m).

Batolit

i rozległy wylew lawy

Dawniej przypuszczano, że wzrost temperatury w miarę posuwania się w głąb Ziemi jest

jednostajny. Przyjmując przeciętne podwyższenie temperatury o 30°C na 1 km otrzymano by dla wnętrza Ziemi niesłychanie wysoką temperaturę około $200\ 000^{\circ}$. Na podstawie różnych obserwacji przypuszcza się dzisiaj, że w głębszych częściach skorupy ziemskiej wzrost temperatury jest wolniejszy i że we wnętrzu Ziemi panuje temperatura tylko kilku tysięcy stopni.

Cisnienie panujące w środku Ziemi jest olbrzymie, wynosi ponad trzy miliony atmosfer. W laboratoriach geofizycznych udało się uzyskać tylko ciśnienie zbliżone do $100\ 000\ \text{kG/cm}^2$. Nie możemy więc stwierdzić, jak zachowuje się materia pod wpływem tak potężnych ciśnień, przy jednoczesnym działaniu wysokiej

13

temperatury. Nie jest wykluczone, że materia w obrębie jądra Ziemi ulega zmianom cząsteczkowym polegającym na tym, że cząsteczki zostają sprasowane i skupiają się w gęsto obok siebie ułożone atomy.

Nieznacznym jednak dopływ ciepła i podwyższenie temperatury lub zmniejszenie ciśnienia mogą spowodować stopienie się skał i utworzenie ciekłej magmy. Lokalny dopływ ciepła może być związany z rozkładem ciał promieniotwórczych, występujących w drobnych ilościach we wszystkich skałach, lub z procesami górotwórczymi i wytworzonym tarcim. Procesy górotwórcze mogą jednocześnie wywoływać zmiany ciśnienia, a mianowicie zwiększenie ciśnienia w jednym miejscu, a zmniejszenie w innym. Ze stopnia geotermicznego i przewodnictwa cieplnego skał obliczono, że każdy centymetr kwadratowy powierzchni Ziemi oddaje rocznie około 75 kalorii, co musiałoby doprowadzić już dawno do oziębienia Ziemi. Utracie jednak ciepła przeciwdziała jego stały dopływ pochodzący z rozpadu ciał promieniotwórczych. Obliczono, że powierzchniowy płaszcz granitowy o grubości około 20 km, w którym pierwiastki promieniotwórcze występują w największej ilości, zrównoważyłby całkowicie obserwowaną utratę ciepła. Nie brak poglądów, że Ziemia nie oziębia się, lecz przeciwnie — ogrzewa, najprawdopodobniej jednak otrzymuje ona z wewnątrz tę samą ilość ciepła, jaką traci.

Dawniej sądzono, że budowa Ziemi jest jednolita i że jedynie pod wpływem wzrastającej temperatury i ciśnienia warstw nad-ległych zmienia się jej stan skupienia, przechodząc ze stanu stałego na powierzchni Ziemi w stan ciekły, a następnie w stan gazowy. Jedną z największych zdobyczy geofizyki jest to, że stwierdziła ona nieciągłość budowy Ziemi. Obserwacje zachowania się przebiegających przez Ziemię fal wywołanych odległymi trzęsieniami ziemi wykazały, że jest ona zbudowana z koncentrycznych stref o odmiennych własnościach mechanicznych oraz ze środkowego jądra. Jeżeli na powierzchnię wody rzucimy kamień, zauważymy fale rozchodzące się we wszystkich kierunkach. Podobnie, jeżeli zostanie zakłócona równowaga skał, ze źródła zaburzenia rozchodzą się drgania we wszystkich kierunkach. Trzęsienia ziemi są właśnie objawem tych drgań. Im bliżej źródła zaburzenia znajduje się obszar dotknięty trzęsieniem ziemi, tym silniej-

14

sze są jego skutki. Nauka o trzęsieniach ziemi, czyli sejsmologia, dostarcza nam dowodów, że fale, które nazwano falami sejsmicznymi, rozchodzą się w materii ziemskiej z niejednakową prędkością. Za pomocą dokładnych aparatów rejestrujących, tzw. sejsmografów, stwierdzono, że na niektórych głębokościach następuje nagła zmiana prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych, co wskazuje na nieciągłość budowy Ziemi. Najważniejsza zmiana prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych zachodzi na głębokości 2900 km. Na tej głębokości prędkość podłużnych fal sejsmicznych, wynosząca powyżej tej granicy 13 km na sekundę, spada do 8 km/s. Okazało się później, że podobne zmiany, jakkolwiek nie tak wyraźne, zachodzą także na innych głębokościach. Można stąd wyprowadzić wniosek o istnieniu kilku koncentrycznych stref, które różnią się od siebie sprężystością. Strefy te muszą mieć odmienny skład chemiczny lub różny stan skupienia. Średni ciężar właściwy Ziemi (5,52), przeszło dwukrotnie większy od średniego ciężaru właściwego skał w powierzchniowych częściach skorupy ziemskiej (2,7), może wskazywać na obecność w jądrze Ziemi materii o dużym ciężarze właściwym. Opierając się na składzie chemicznym meteorytów żelaznych wielu badaczy przypuszcza, że jądro Ziemi zbudowane jest z

żelaza z dodatkiem niklu (Nife). Nieprzechodzenie przez jądro fal poprzecznych wskazuje, że jądro zachowuje się jak ciało niesprężyste (ciekłe lub gazowe).

Na podstawie powyższych badań dochodzimy do wniosku, że Ziemia składa się z trzech wyraźnie różnych stref koncentrycznych. Strefa powierzchniowa złożona ze skał ma grubość około 60 km. W obrębie tej strefy trafiają się ciekłe ogniska, które dostarczają law wulkanicznych wypływających na powierzchnię Ziemi. Do głębokości 2900 km sięga strefa pośrednia. Częściowo jest to zapewne strefa krzemianowa (do głębokości około 1200 km), częściowo metaliczno-krzemianowa. Wnętrze o promieniu 3400 km stanowi prawdopodobnie metaliczne jądro Ziemi. W miarę posuwania się w głąb Ziemi wraz ze wzrostem ciężaru właściwego następuje zatem zmiana jej składu chemicznego. Jak wykazały nowsze badania, wbrew poglądom dawniejszym, nie ma pod skorupą ziemską ciągłej strefy ognistopłynnego stopu

15

Lakolity i żyły intruzyjne:

a) lakolity; b) żyły pokładowe z powierzchniowym wylewem lawy skalnego. Istnieją tylko stosunkowo niewielkie ogniska (podziemne komory), z których wulkany czerpią materiał lawowy. Wskazuje na to fakt, że działalność wielu wulkanów czynnych po pewnym czasie słabnie, a wreszcie całkowicie zamiera. Wulkany czynne przechodzą w wulkany wygasłe.

Podziemne zbiorniki magmowe mają często postać batolitów Batolity są to wielkie pnie magmowe zbudowane ze skał gębin

16

wych, najczęściej z granitów lub granodiorytów, ciągnące się w głąb i sięgające do nieznanych głębów Ziemi. Gdy batolit znajdzie się w nieznaczonej odległości od powierzchni Ziemi, prężność znajdujących się w magmie gazów może utorować drogę ciekłemu stopowi ku górze, stwarzając warunki do powstania wulkanu. Aktywność wulkanu trwa tak długo, jak długo komora batolitowa wypełniona jest ciekłą magmą, której składniki gazowe, stanowiące siłę motoryczną, wyciskają ciekły stop skalny z ogniska do krateru wulkanu. Po ostygnięciu batolitu ustaje aktywność wulkanu.

Czynne i wygasłe wulkany nad batolitem

1 — komora wulkaniczna wypełniona ciekłą lawą; 2 — części komory wulkanicznej, które uległy skrzepnięciu; 3 — skały, w które wcisnęła się lawa; 4 — stożki wulkaniczne

Komory podziemne, stanowiące ogniska wulkaniczne, mogą mieć również postać lakolitów. Ta forma intruzji tworzy się wskutek podniesienia przez magmę skał nadległych i oderwania ich od podłoża. Istnieją również komory podziemne, stanowiące formy pośrednie między batolitami i lakolitami.

Małymi ogniskami podziemnymi są także nieraz tzw. żyły pokładowe, czyli sylle (ang. sili = próg), powstałe przez wciśnięcie płynnego stopu pomiędzy warstwy skalne.

Częstymi ogniskami zasilającymi wulkany są rozmaite żyły intruzyjne (dajki, żyły kominowe, pnie wulkaniczne), będące

Wulkany i człowiek — 2

17

odgałęzieniami od wielkich intruzji (batolitów, lakolitów) i przebijające w poprzek warstwy nadległe. Dochodząc do powierzchni Ziemi mogą tworzyć mniejsze lub większe pokrywy lawowe. Nieraz jednak nie są one zdolne do przebicia wszystkich skał nadległych i zatrzymują się w pewnej głębokości.

Znaczna część żył intruzyjnych ma nieregularną postać płaską. W kopulastych miejscach położonych najbliżej powierzchni Ziemi gromadzą się gazy, które dzięki swej prężności mogą przedrzeć się ku górze, wyrzucając materiał wulkaniczny. Powstałe w ten sposób wulkany ułożone są wzdłuż pewnych linii, które odpowiadają kierunkom przebiegu głębiej leżących intruzji żyłowych.

Związek powierzchniowej działalności wulkanicznej z podziemnymi ogniskami. Wpływy lawy i stożki wulkaniczne związane z podziemnymi ogniskami ułożone są wzdłuż równoległych szczelin w zewnętrznej części skorupy ziemskiej

Wielkie wylewy lawy, pokrywające nieraz znaczne przestrzenie następują wtedy, gdy masa batolitu znajduje się blisko powierzchni Ziemi, lub gdy przewody łączące powierzchnię Ziemi z podziemnymi ogniskami mają znaczne rozmiary.

W czasie wielkiego wybuchu na Islandii w roku 1783 wylewy lawy nastąpiły wzdłuż szczeliny o długości 24 km. Równocześnie utworzyło się kilkadziesiąt niewielkich stożków i kraterów.

Również w obrębie Wezuwiusza i Etny pojawiają się w czasie niektórych wybuchów niewielkie stożki, ułożone wzdłuż pewnych

18

kierunków. Nie zawsze muszą to być kierunki prostolinijne, znane są również wulkany, np. z południowej Afryki, ułożone wzdłuż linii zakrzywionych, odzwierciedlających przebieg głębiej leżących intruzji.

Nieraz z jednego podziemnego ogniska czerpie materiał lawowy nie jeden, lecz kilka zgrupowanych blisko wulkanów. Przy ostygnięciu części batolitu może zostać przerwana komunikacja pomiędzy ciekłym zbiornikiem magmy, a kraterem wulkanu, którego aktywność ustaje.

Wulkany nie są rozmieszczone równomiernie na Ziemi. Ich geograficzne występowanie wskazuje na rozmieszczenie ognisk plutonicznych znajdujących się w nieznacznych głębokościach pod powierzchnią Ziemi.

Liczba czynnych wulkanów dochodzi do pięciuset. W pracach i czasopismach wulkanologicznych co pewien czas podaje się liczbę wulkanów. Zestawienia te wykazują rozmaite wahania, na ogół liczba ta stale wzrasta. Głównym powodem tego nie są niespodziewanie nowo tworzące się wulkany, których pojawienie się należy raczej do zjawisk rzadkich, lecz dokładniejsze badania mało znanych obszarów wulkanicznych. Przykładem mogą być wulkany na Wyspach Kurylskich. Do roku 1945 geografowie japońscy doliczyli się na całym archipelagu zaledwie osiemnastu czynnych wulkanów. Powojenne ekspedycje radzieckie już w pierwszym roku swych badań na Wyspach Kurylskich niemal podwoiły ich liczbę. Dalsze badania wykazały, że na wyspach znajduje się przeszło 100 wulkanów, z których czynnych jest co najmniej 34. Większa ich część dymi obecnie, niektóre ucichły tylko pozornie, wiadomo jednak, że wybuchły w ostatnich dziesiątkach lat.

Za wulkany czynne uważamy nie tylko te, które obecnie wykazują aktywność, lecz wszystkie te, o których wiemy, że wybuchły za ludzkiej pamięci. O niektórych, na podstawie słabej tylko działalności z bardzo dawnych czasów, można sądzić, że ze stadium czynnego przechodzą w stan zamierania aktywności. Wulkany takie nazywa się nieraz wulkanami drzemiącymi. Nie wykazują one czasem żadnej działalności przez dziesiątki, nawet setki lat.

Nieraz jednak zdarza się, że wulkan pozornie wygasły niespodziewanie wybuchą. O ile wybuch jest duży, a sam wulkan

19

położony jest w sąsiedztwie obszarów zamieszkałych przez człowieka, może on spowodować katastrofalne skutki.

Niektóre wulkany są stale czynne. Należą do nich Stromboli, wymieniany już przez Homera, hawajski wulkan Kilauea, wulkan Izalco w Salwadorze, wulkany Masaya i Amatitlon w Nikaragui, Sangay w Ekwadorze i wreszcie Erebus na Antarktydzie, o którego wznoszących się dymach relacjonowali badacze południowych obszarów polarnych.

Ten typ wulkanu jest raczej rzadki. Większość bowiem wulkanów wybuchą w różnych odstępach czasu, niekiedy bardzo krótkich, jak jawański wulkan Merapi, przeważnie jednak liczących długie lata. Im dłuższe są okresy przerwy, tym zwykle gwałtowniejszy bywa nowy wybuch. Wulkany o częstych wybuchach mają przeważnie wybuchy słabsze.

Do wulkanów drzemiących zaliczał się Wezuwiusz przed wybuchem w roku 79. Wulkan Epomeo na wyspie Ischia na Morzu Śródziemnym, który niespodziewanie wybuchł w roku 1302, przez dwa tysiące lat nie dawał żadnego znaku życia. Podobnie zachowywały się i wulkany: jawański Galunggung przed wielkim wybuchem w roku 1822 i japoński Bandaisan, nieczynny od tysiąca lat przed ogromnym wybuchem w roku 1888.

Wulkany, które nie wykazały żadnej działalności w czasach historycznych, noszą nazwę wygasłych. Znajdują się one albo w obszarach wulkanicznych, na których występują wulkany czynne, lub też w miejscach bardzo oddalonych od jakiegokolwiek aktywności wulkanicznej, współczesnej czy w czasach historycznych. Do tych ostatnich należy Owernia w środkowej Francji o malowniczym krajobrazie kopulastych wzniesień.

Produkty wybuchów wulkanicznych ulegają szybko procesom wietrzenia, zwłaszcza w ciepłym klimacie, dając bardzo urodzajne gleby. Przyciąga to mieszkańców odległych osiedli, którzy nie bacząc na dawniejsze wybuchy i powoli o nich zapominając, zakładają coraz bliżej miejsc dawnych wybuchów uprawne pola i plantacje roślin użytkowych. Niespodziewany wybuch wulkanu znów niszczy pracę człowieka, niosąc nieraz śmierć zaskoczonym mieszkańcom nie zwracającym uwagi na pierwsze ostrzegające objawy.

Dawniejsze łączenie trzęsień ziemi ze zjawiskami wulkanicz-

20
nymi nie okazało się słuszne. Większość trzęsień ziemi nie ma bezpośredniego związku z wybuchami wulkanu. Tylko niektóre, stosunkowo słabe, są wywołane przebiegiem wybuchu wulkanicznego. Często też sam wybuch wulkanu jest poprzedzany drganiami i wstrząsami ziemi, które zwykle ustępują, gdy wylew lawy osiągnie maksimum. W związku z nimi pozostają zjawiska akustyczne, przypominające podziemne grzmoty, dudnienia itp. Jeżeli są silne i trwają przez dłuższy okres czasu, wywołują niepokój u mieszkańców najbliższych osiedli, nie zawsze jednak po takich podziemnych zapowiedziach, musi nastąpić wybuch wulkanu.

Podziemne drgania i wstrząsy ziemi są niekiedy tak słabe, że człowiek może ich nawet nie odczuć. Zapisane one jednak zostają dokładnie na czułych sejsmografach, umieszczonych w stacjach wulkanologicznych, które zajmują się badaniem zjawisk wulkanicznych i ostrzeganiem w razie grożącego niebezpieczeństwa okolicznej ludności.

Nieraz duże znaczenie jako sygnały ostrzegawcze mają zjawiska termiczne. Źródła i studnie, znajdujące się w sąsiedztwie wulkanu, wykazują temperaturę wyższą niż zwykle, nieraz nawet całkowicie wysychają. Na zboczach wulkanów, które często pokryte są bujną roślinnością, niekiedy wegetacja zamiera wskutek podwyższenia temperatury. Śniegi pokrywające wysokie szczyty stożków wulkanicznych topnieją, spływając strugami wody w dół. W niektórych obszarach wulkanicznych, przeprowadza się regularnie pomiary temperatury w różnych wyznaczonych miejscach: wyraźne jej podwyższenie wskazuje na zbliżający się wybuch wulkanu. Jednakże i w tych przypadkach ostrzeżenia stacji wulkanologicznych nie zawsze się sprawdzają. Nieraz bowiem, mimo stwierdzonej podwyższonej temperatury, do wybuchu wulkanu nie dochodzi. Wybuch wulkanu poprzedza niekiedy podnoszenie się dna krateru. Obserwuje się również zwykle wzmożenie działalności fumarol i solfatar.

Rzeczą charakterystyczną jest to, że na ogół zwierzęta, zarówno domowe jak i żyjące na wolności pierwsze okazują niepokój przy zbliżających się wybuchach wulkanów i trzęsieniach ziemi. Prawdopodobnie w większym stopniu odczuwają one nawet bardzo słabe drgania powierzchni Ziemi, nie zauważane przez człowieka.

21

Podobnie jak nie zawsze po wstępnych zjawiskach o charakterze ostrzegawczym następuje wybuch wulkanu, tak również zdarzają się, chociaż rzadko, przypadki nagłego powstawania wulkanów. Do najgłośniejszych należą niespodziewane narodziny wulkanu Monte Nuovo na Polach Flegrejskich pod Pozzuoli w roku 1538, meksykańskiego wulkanu Jorullo w roku 1759, wulkanu Izalco (Salwador) w roku 1793, Las Pilas (Nikaragua) w roku 1850 i wulkanu Chinyero na Teneryfie (Wyspy Kanaryjskie) w roku 1909. Szczegółowym badaniom został poddany jeden z najmłodszych wulkanów, Paricutin, który niespodziewanie pojawił się w Meksyku w czasie ostatniej wojny. Od czasu do czasu pojawiają się wiadomości o nowo powstałych wulkanicznych wyspach. Nieraz żywot ich jest bardzo krótki, znikają one po pewnym czasie pod falami morskimi, ponad które wynurzyła je podmorska działalność wulkaniczna.

Niejednym z Czytelników zada sobie pytanie, czy pewnego dnia pod Warszawą lub Krakowem nie pojawi się niespodziewanie jakiś wulkan. Możemy go uspokoić. Polska nie należy do obszarów, na

których można oczekiwać niespodziewanych wypływów lawy, czy wyrzucania popiołów wulkanicznych.

Zjawiska wulkaniczne wykorzystują stale słabsze miejsca skorupy ziemskiej. Takimi są strefy fałdowań i dużych uskoków. Obecnie czynne wulkany są skupione w strefach najmłodszych pofałdowań. Do najmłodszych okresów górotwórczych należy trzeciorzędowy okres alpejski i obecna działalność wulkaniczna jest słabym odbiciem tego okresu. Powstały wtedy największe wzniesienia na kuli ziemskiej Alpy, Karpaty, Kaukaz, Himalaje, Andy i Góry Skaliste. Wtedy utworzyły się również wielkie uskoki wschodnioafrykańskie, a stare masywy, jak Masyw Centralny Francji czy Czeski, uległy popękaniu. Te ruchy wyzwoliły silną działalność wulkaniczną, trwającą do dnia dzisiejszego. W niektórych obszarach wulkanicznych, np. na Islandii, widoczne są szczeliny uskokowe.

Również i dawniejsze okresy górotwórcze, jak np. hercyński okresu karbońsko-permskiego i jeszcze starsze (przedpaleozoiczne) były związane z wyraźną działalnością wulkaniczną.

Wulkany wygasłe, zwłaszcza pochodzące z dawnych okresów, rzadko tylko zachowały tak charakterystyczne formy morfologicz-

22

ne, jak wulkany Owernii. Powierzchniowe zjawiska wietrzenia niszczą rzeźbę stożków wulkanicznych i nieraz tylko obecność skał wulkanicznych jest dowodem istnienia na danym obszarze wulkanów. Trudno też nawet w przybliżeniu podać dokładną liczbę wulkanów wygasłych. Wulkany wygasłe mogą występować i w bezpośrednim sąsiedztwie wulkanów czynnych. Może to pozostawać w związku z zakrzepnięciem górnych części podziemnego ogniska, przez co zostaje uniemożliwiony wypływ ciekłej lawy kraterem wulkanu.

KSZTAŁT I WIELKOŚĆ WULKANÓW

Nie wszystkie wulkany mają typową postać góry w kształcie stożka. Wykazują ją przede wszystkim te, które wyrzucają zestalony materiał skalny lub natychmiast ulegający zestaleniu po gwałtownym jego wyrzuceniu. Materiał ten opadając w dół gromadzi się naokoło wylotu wulkanu, tworząc formy mniej lub więcej stożkowate.

Utworzony stożek składa się niekiedy nie tylko z materiałów wulkanicznych, powstałych przez skrzepnięcie lawy, lecz także ze skał innych, które z podłoża zostały porwane w czasie wybuchu. Rzadko tylko wulkany stożkowe mają zupełnie regularne formy. Najbardziej regularne formy stożkowe utworzone są przez erupcje mieszane, w czasie których wyrzucany jest materiał sypki przy równoczesnym wypływanii lawy. Nieraz oba zjawiska występują równocześnie lub w bardzo bliskich odstępach czasu, niekiedy jednak pomiędzy wybuchem, wyrzucającym materiał skalny, a wypływaniem lawy, mijają dłuższe okresy czasu. Wulkanem takim jest Wezuwiusz.

Nachylenie stożków wulkanicznych jest rozmaite. Zwykle wynosi ono od 30° do 45° . Stożki wulkaniczne wznoszą się pojedynczo lub grupowo, tworząc góry wulkaniczne. Pojedynczym wulkanem stożkowatym jest Wezuwiusz. Pięknym przykładem wulkanów stożkowych o różnych nachyleniach są: japoński wulkan Fudzi-jama, wyniosły wulkan na Filipinach Mayon i niektóre wulkany Ameryki Południowej.

Grupy stożków, usypane przez wyrzucanie materiałów wul-

23

kanicznych, stanowią wulkaniczne wzniesienia w Owernii. Również wulkany na Jawie i wulkany andyjskie tworzą malownicze krajobrazy z charakterystycznymi formami stożkowymi.

Bardzo małe nachylenie wykazują stożki lawowe, utworzone przez zestalone potoki lawy naokoło otworu, którym lawa wypływa z głębi. Są to tzw. wulkany tarczowe. Zwykle mają one kształt niezbyt regularny i na pierwszy rzut oka mało przypominają formę stożka. Wypływające bowiem w różnych okresach czasu lawy rzadko tylko rozlewają się regularnie na wszystkie strony. Kształt tych mało wyraźnych form stożkowych zależy od rodzaju lawy i jej ruchliwości.

Bardzo płynne i ruchliwe lawy zasadowe, ubogie w krzemionkę (SiO_2), dają formy wyraźnie płaskie. Takie ruchliwe lawy mogą spływać nawet przy nachyleniu terenu wynoszącym tylko 1° . Powstałe przez ich zastygnięcie stożki bazaltowe wykazują nachylenie zboczy tylko 10° lub nawet

mniejsze. Tego rodzaju płaski stożek o wielkich rozmiarach tworzy olbrzymi wulkan hawajski Mauna Loa. Lawy bardziej kwaśne, tj. zawierające w swym składzie więcej krzemionki, są mniej ruchliwe. Tworzą one formy stożkowe o większym nachyleniu. Przez zastygnięcie takich law stożki, najczęściej andezytowe, mają nachylenie 25° do 35°. Bardzo kwaśną lawę typu riolitowego i trachitowego tworzą formy

Kopulaste formy wulkanów:

a) wzniesienie trachitowe wśród wulkanicznych stożków Owernii; b) eksperymentalne wyjaśnienie tworzenia się kopulastej formy lawy lepkiej

24

kopulaste. W obrębie stożkowatych wygasłych wulkanów Owernii znana jest taka kopulasta forma utworzona z kwaśnej lawy trachitowej o małej ruchliwości.

Wielkość wulkanów jest bardzo rozmaita. Obok zupełnie niewielkich zdarzają się prawdziwe olbrzymy. Do największych należą wulkany hawajskie — Mauna Kea 4214 m i Mauna Loa 4168 m n.p.m. Ponieważ wyrastają one z głębin morskich sięgających 5000 m, są największymi górami świata.

Najwyższym wulkanem świata jest Aconcagua (6960 m), będący także najwyższym szczytem Ameryki. Wiele innych wulkanów andyjskich w Ameryce Południowej osiąga podobną wysokość, przekraczając lub zbliżając się do wysokości 6000 m, jak chilijski wulkan Lullailaco (6723 m) lub ekwadorski Cotopaxi (5896 m), Sangay (5230 m), czy Chimborazo (6267 m).

Z wulkanów meksykańskich do najwyższych należą Orizaba (5700 m) i Popocatepetl (5452 m). Kalifornijski wulkan Mt. Shasta ma wysokość 4317 m, a znajdujący się w stanie Waszyngton wulkan Mt. Rainier osiąga wysokość 4392 m. Wysokość ponad 3000 metrów mają i inne wulkany północnoamerykańskie, jak Mt. He-lens i Mt. Hood (3421 m), Mt. Baker (3285 m) i Lassen Peak (3187 m).

Wysokość prawie 5000 m osiąga czynny wulkan na Kamczatce Kluczewska Sopka (4750 m). Stale czynny wulkan Antarktydy Erebus ma wysokość 3794 m.

Najwyższym szczytem Afryki jest wygasły wulkan Kilimandżaro o wysokości 5895 m. Czynne wulkany Nyiragongo i Nyamu-ragira przekraczają wysokość 3000 metrów, podobnie i znany wulkan Pico de Teyde (3718 m) na Teneryfie.

W porównaniu z tymi wulkanami europejskie są znacznie niższe. Jedynie sycylijski wulkan Etna przekracza 3000 m, Wezuwiusz ma tylko 1277 m, a islandzki Hekla 1491 m.

Bezwzględna jednak wysokość wulkanów nie zawsze daje prawdziwy obraz ich wielkości. Wysoki np. na blisko 6000 m Cotopaxi leży na wyżynie wysokości 3000 m, tak że prawdziwa (względna) jego wysokość jest o połowę mniejsza. Niektóre natomiast wulkany leżące na wyspach sięgają w głąb nieraz do znacznych głębokości poniżej poziomu morza. Wznoszący się tylko na

25

900 m nad poziomem morza Stromboli, leżący na jednej z Wysp Liparyjskich na Morzu Śródziemnym, wyrasta z głębokości ponad 2300 m, wskutek czego właściwa jego wysokość przekracza 3000 m, czym zbliża się do bardzo wielkich wulkanów.

Nieraz wielkość wulkanów ulega znacznym zmianom w czasie erupcji. Zwykle podczas erupcji o charakterze spokojnym wysokość wulkanu ulega podwyższeniu; w czasie wybuchów gwałtownych może ulec znacznemu zmniejszeniu. Wybuchy połączone z gwałtownymi erupcjami uwieczonych w głębi pod ciśnieniem gazów mogą niekiedy oderwać część wzniesienia wulkanu, który dosłownie wylatuje w powietrze. W czasie jednego z wybuchów jawańskiego wulkanu Papandajan (w roku 1772) nastąpiło jego obniżenie o połowę.

Średnica podstawy stożka wulkanicznego waha się w dużych granicach. Często wynosi ona kilka kilometrów, nieraz jednak zdarzają się stożki wulkaniczne, których średnica dochodzi do 50 km, jak np. Etna.

Również i wielkość kraterów wulkanicznych jest rozmaita. Przeciętna średnica kraterów wynosi kilkaset metrów. Wskutek rozerwania szczytowej części stożka wulkanicznego podczas gwałtownej eksplozji lub przez zapadnięcie wulkanu w głąb mogą utworzyć się olbrzymie zagłębienia

kraterowe, nieraz o średnicy kilkunastu kilometrów.

ROŻNE RODZAJE WULKANÓW I ERUPCJI

Ze względu na rodzaj materiałów wydostających się na powierzchnię Ziemi w czasie erupcji dzieli się wulkany na: wulkany lawowe, czyli efuzywne, wulkany gazowe, czyli eksplozywne oraz wulkany mieszane, czyli stratowulkany. Wśród współczesnych wulkanów czynnych najczęściej są wulkany mieszane, z których w czasie wybuchów wylewa się lava i wyrzucane są materiały piroklastyczne. Znacznie rzadsze są wulkany czysto lawowe, często występujące w niektórych dawniejszych epokach geologicznych, również niewielkie znaczenie mają wulkany gazowe zupełnie nie dostarczające lawy.

Ze względu na charakter wydostawania się na powierzchnię

26

Ziemi materiałów wulkanicznych wyróżnia się erupcje centralne, erupcje szczelinowe, czyli linearne, oraz erupcje arealne.

Erupcje centralne związane są z jednym punktem, stanowiącym centrum wybuchu. Kanałem kształtu cylindrycznego, który powierzchnię Ziemi łączy z podziemnym ogniskiem magmowym, wydobywają się materiały wulkaniczne. Kanał zakończony jest na powierzchni najczęściej lejkiowatym zagłębieniem, powstałym przez rozrywanie się skał w czasie wybuchu; nosi on nazwę krateru.

Erupcje centralne mogą mieć charakter erupcji lawowych, eksplozywnych lub mieszanych. Erupcje, w czasie których tylko lava wydobywa się z wulkanu, dają początek wulkanom lawowym. Gdy ruchliwa, o małej ilości gazów, lava wydobywa się z krateru wulkanu, erupcja ma charakter spokojnego wylewu,

Przekrój przez stratowulkan utworzony z materiałów tufowych przedzielonych potokami lawowymi (wulkan Mayon na Filipinach)

który naokoło krateru tworzy rozległe wzniesienie o słabo nachylonych stokach. W ten sposób tworzy się wulkan tarczowy. Kratery wulkanów tarczowych stanowią płaskie zagłębienia, wypeł-
Kratery wulkaniczne:

a) stożek utworzony sztucznie przez wydmuchanie piasku z rury pionowej, z niewielkim otworem kraterowym; b) rozszerzony otwór kraterowy powstały przez gwałtowne wydmuchiwanie piasku z rury, naśladujące gwałtowne erupcje

27

nione roztopioną lawą, która od czasu do czasu wylewa się przez ich brzegi. Lava wulkanów tarczowych jest z reguły lawą bazaltową. Największym wulkanem tarczowym jest wulkan Mauna Loa na Hawajach. Wulkany tego typu, obecnie już nieczynne, znane są również w Islandii.

Wysokość tych wulkanów i rozmiary kraterów są rozmaite. Względna ich wysokość wynosi od kilkudziesięciu do sześciuset metrów; rozmiary kraterów wahają się od 100 m do 2000 m. Kąt nachylenia islandzkich wulkanów wynosi kilka stopni, nieraz tylko od jednego do trzech.

Bardziej kwaśne lawy, o większej lepkości i mniej ruchliwe, dają początek wulkanom kupałowym. Największą taką kupałą lawową jest wulkan Lassen Peak w Ameryce Północnej. Potężnym wulkanem kupałowym jest również wulkan Merapi na Jawie, z którego w czasie wybuchów wydobywa się lava andezytowa. Kupały lawowe występują również w Owernii (Francja).

Podczas erupcji eksplozywnych (gazowych) wyrzucane są tylko luźne materiały wulkaniczne głównie popioły tworzące regularną formę stożkową. Ten typ wulkanów jest bardzo rzadki. Spośród czynnych wulkanów zaledwie kilka ma charakter wyłącznie eksplozywny. Największym takim wulkanem jest utworzony z popiołów wulkanicznych wulkan Agua w Gwatemali o wysokości ponad 3500 m. Wulkany eksplozywne tego typu noszą również nazwę wulkanów tufowych. Przykładem takiego wulkanu wyłącznie tufowego jest Monte Nuovo na Polach Flegrejskich. Ma on wysokość 140 m, a średnica krateru wynosi 800 X 1000 m. Zbliżony charakter mają południowoafrykańskie diamentonośne kominy (pipes) wypełnione tufowobrekcyjową skałą, zwaną kimberlitem.

Szczególną formę kraterów eksplozywnych przedstawiają maary, stanowiące jak gdyby formę embrionalną kraterów wulkanicznych. Są to zagłębienia kształtu kolistego o różnej średnicy,

powstałe przez jednorazowy wybuch o dużej sile eksplozywnej. Takie jednorazowe wybuchy zdarzają się tylko rzadko w przyrodzie i dlatego maary nie należą do pospolitych form wulkanicznych. Nieraz są one otoczone wieńcem wyrzuconych tufów wulkanicznych, chociaż często lejowate zagłębienie jest tylko wypełnione pokruszonym materiałem skalnym nie zawierającym tufów. Nierzadko zagłębienia maarów wypełnione są wodą i tworzą jeziora.

28

nione roztopioną lawą, która od czasu do czasu wylewa się przez ich brzegi. Lawa wulkanów tarczowych jest z reguły lawą bazaltową. Największym wulkanem tarczowym jest wulkan Mauna Loa na Hawajach. Wulkany tego typu, obecnie już nieczynne, znane są również w Islandii. Wysokość tych wulkanów i rozmiary kraterów są rozmaite. Względna ich wysokość wynosi od kilkudziesięciu do sześciuset metrów; rozmiary kraterów wahają się od 100 m do 2000 m. Kąt nachylenia islandzkich wulkanów wynosi kilka stopni, nieraz tylko od jednego do trzech. Bardziej kwaśne lawy, o większej lepkości i mniej ruchliwe, dają początek wulkanom kopułowym. Największą taką kopułą lawową jest wulkan Lassen Peak w Ameryce Północnej. Potężnym wulkanem kopułowym jest również, wulkan Merapi na Jawie, z którego w czasie wybuchów wydobywa się lawa andezytowa. Kopuły lawowe występują również w Owernii (Francja). Podczas erupcji eksplozywnych (gazowych) wyrzucane są tylko luźne materiały wulkaniczne głównie popioły tworzące regularną formę stożkową. Ten typ wulkanów jest bardzo rzadki. Spośród czynnych wulkanów zaledwie kilka ma charakter wyłącznie eksplozywny. Największym takim wulkanem jest utworzony z popiołów wulkanicznych wulkan Agua w Gwatemali o wysokości ponad 3500 m. Wulkany eksplozywne tego typu noszą również nazwę wulkanów tufowych. Przykładem takiego wulkanu wyłącznie tufowego jest Monte Nuovo na Polach Flegrejskich. Ma on wysokość 140 m, a średnica krateru wynosi 800 X 1000 m. Zbliżony charakter mają południowoafrykańskie diamentonośne kominy (pipes) wypełnione tufowobrekcyjową skałą, zwaną kimberlitem.

Szczególną formę kraterów eksplozywnych przedstawiają maary, stanowiące jak gdyby formę embrionalną kraterów wulkanicznych. Są to zagłębienia kształtu kolistego o różnej średnicy, powstałe przez jednorazowy wybuch o dużej sile eksplozywnej. Takie jednorazowe wybuchy zdarzają się tylko rzadko w przyrodzie i dlatego maary nie należą do pospolitych form wulkanicznych. Nieraz są one otoczone wieńcem wyrzuconych tufów wulkanicznych, chociaż często lejowate zagłębienie jest tylko wypełnione pokruszonym materiałem skalnym nie zawierającym tufów. Nierzadko zagłębienia maarów wypełnione są wodą i tworzą jeziora.

28

Maary: b c

a) przekrój przez maar; b) diagram blokowy maaru; c) diagram maaru z wylewem lawy

Na obszarze gór Eifel występuje ponad 30 maarów. Najbardziej znany jest malowniczy duży maar, tworzący jezioro Laacher See. Średnica tego maaru wynosi 2500 X 1500 m. Brzegi jego są utworzone przez osadzone tufy i grubsze materiały trachitowe, zmieszane z fragmentami granitu i skał metamorficznych, które zostały tu wyniesione przez eksplozje z dużych głębokości. Wyjątkowo liczne maary występują w Szwabii, gdzie trzeciorzędowe wybuchy eksplozywne przebiły utwory mezozoiczne, tworząc na powierzchni kolisty zagłębienia nieznacznych rozmiarów. Naliczono ich 127, liczba wszystkich innych maarów z całego świata nie osiąga tej liczby. Podobne maarowe kraterki eksplozywne znane są z Owernii (Puy de l'Enfer), okolic Rzymu (jeziora Lago di Nemi, Lago d'Al-bano i inne), z wulkanicznej wysepki na Morzu Śródziemnym Ischia, z Ameryki Środkowej i Południowej oraz z wulkanicznych obszarów Jawy. Wyjątkowo dużą średnicę (dochodzącą do 3 km) mają niektóre maary z Nikaragui.

Przeważnie jednak równocześnie lub w niewielkich odstępach czasu obok gwałtownych eksplozji występują spokojniejsze wylewy lawy. Powstają wulkany mieszane, czyli stratowulkany. Jest to najczęściej współcześnie występujący typ wulkanu. Takim stratowulkanem jest najczynniejszy wulkan na Filipinach Mayon. Również Wezuwiusz należy do wulkanów mieszanych. Stosunek ilościowy lawy do stałych produktów wulkanicznych, które stanowią materiał budulcowy stratowulkanów, jest rozmaity.

Pod tym względem różne wulkany mieszane stanowią przejście bądź do wulkanów tufowych, bądź do tarczowych wulkanów lawowych. Gdy w budowie stratowulkanu przeważają materiały tufowe przyjmuje on postać stożka. Często wulkany te wykazują różne deformacje i odchylenia od idealnej formy stożkowej. Wywołać je mogą wylewy lawy, nierównomiernie rozchodzącej się we wszystkich kierunkach. Takim wulkanem jest Etna, będąca częściowo wulkanem tarczowym, częściowo mieszanym.

Luźny materiał wulkaniczny wyrzucany bywa przez różne okresy czasu i w odstępach o rozmaitej długości. Podobnie odnosi się to i do wylewów lawy. Niekiedy oba rodzaje produktów wulkanicznych wydostają się niemal równocześnie na powierzchnię Ziemi. Nieraz po dłuższych eksplozjach, wyrzucających okruchy stałego materiału wulkanicznego, następują okresy spokojniejszej działalności, w których lawa wznosi się kominem, wylewając następnie kraterem. W najwyższej części wulkanów mieszanych tworzą się nieraz wielkie zagłębienia zwane kalderami (hiszp. caldera = kocioł);

d e

Tworzenie się kaldery:

a) słaby wybuch; b) wybuch gwałtowny; c) maksimum eksplozji i rozerwanie środkowej części stożka; d) zapadnięcie się środkowej części stożka do zbiornika magmowego; e) powstanie nowych stożków na dnie kaldery

znane są one również z niektórych wulkanów tarczowych. Jest to rozpowszechniona forma krateru. Gwałtowna eksplozja może oderwać całkowicie szczytową część stożka wulkanicznego.

Zagłębienie kalderowe tworzy się najczęściej przy końcu wybuchu; może

30

Kalderowe jezioro Toba na Sumatrze

być ono spowodowane przez obniżenie poziomu lawy i zapadnięcie się środkowej części. Nowy stożek wulkaniczny tworzy się w powstałym zagłębieniu, nie zawsze zajmując położenie środkowe w przedłużeniu komina. Kaldery mogą osiągać nieraz znaczne rozmiary. Do największych należy kaldera na Sumatrze, wypełniona wodą (jezioro Toba). Olbrzymią kalderą jest jezioro Crater Lake (stan Oregon); średnica jej wynosi prawie 10 km, a głębokość jeziora dochodzi do 700 m. Podobnej wielkości kaldery utworzyły się po wybuchu wulkanu Coseguina (Nikaragua) w roku 1835 oraz po wybuchu wulkanu Katmai (Alaska) w roku 1912. Kalderą jest

32

zagłębienie powstałe przez zapadnięcie wulkanu Krakatau. Również lawowe jezioro hawajskiego wulkanu Kilauea znajduje się w rozległym kraterze kalderowym.

Sławna kaldera znajduje się na wyspie Palma z archipelagu Wysp Kanaryjskich. Kocioł kalderowy ma średnicę dochodzącą do 7 km. Zapadnięcie w głąb wynosi od 1000 do 1800 m. Dużą rolę w utworzeniu tej kaldery odegrała erozja rzeczna. Na zboczach tego wulkanu wytworzyły się głębokie rynny erozyjne, zwane barranco.

W niektórych kalderach występują nie tylko pojedyncze zapadnięcia. Takim wulkanem kalderowym jest afrykański wulkan Kilimandżaro, którego krater Kibo wykazuje zwięzające się zapadnięcia.

Obok stożków pojedynczych, stanowiących charakterystyczną formę wulkanów mieszanych, zdarzają się niekiedy przypadki występowania blisko siebie stożków wulkanicznych. Powstanie drugiego sąsiedniego stożka może być związane ze zmianą pierwotnego położenia kanału erupcyjnego. Odnogi od głównego kanału, które dochodzą do powierzchni Ziemi, tworzą na zboczach wulkanu małe stożki tzw. pasożytnicze. Nieraz liczba tych bocznych stożków wulkanicznych może być znaczna. Na Etnie naliczono ich ponad dwieście.

Spośród erupcji centralnych, w zależności od ciśnienia i ilości gazów oraz rodzaju lawy wyróżnia się następujące rodzaje erupcji:

1. Typ hawajski; dominuje wylew ruchliwej lawy przy dość spokojnym wydzielaniu się gazów. Z powierzchni jeziora lawowego mogą być wyrzucane wytryski ciekłej lawy w czasie gwałtowniejszego wydobywania się gazów (por. Wulkany hawajskie). Uniesione wiatrami kropelki wyrzuconej ciekłej lawy mogą zastygać w powietrzu w postaci szklistych włosków, zwanych

„włosami Pele", od hawajskiej bogini ognia Pele.

2. Typ Stromboli; gdy mniej ruchliwa lava styka się z powietrzem w kraterze, zamknięte gazy uchodzą bardziej gwałtownie wśród eksplozji, które mogą być rytmiczne lub niemal ciągle.

Zakrzepnięta lava, często rozżarzona, zostaje wyrzucona w postaci bomb wulkanicznych lub mniejszych okruchów, które w czasie gwałtowniejszych eksplozji mogą wznosić się w postaci świe-

Wulkany i człowiek — 3 33

c

jących chmur. Nazwa tego typu pochodzi od wulkanu Stromboli, którego wybuchy normalnie przebiegają w ten sposób; mniejsze erupcje odbywają się w odstępach czasu od kilku minut do godziny.

3. Typ Vulcano pochodzący od wulkanu tej nazwy, również z grupy Wysp Liparyjskich. Lava jest bardziej lepka i szybko zastyga na powierzchni w czasie dzielącym poszczególne wybuchy.

Gromadzące się pod zastygłą powierzchnią skorupy gazy wybuchają rzadziej, lecz z większą gwałtownością. Tworzące się nad kraterem chmury wulkaniczne są ciemne i przyjmują kształt zbliżony do kalafiora.

Główne rodzaje erupcji wulkanicznych:

erupcja szczelinowa a) typ islandzki; różne rodzaje erupcji centralnych; b) typ hawajski, c) Stromboli, d) typ Vulcano, e) typ Wezuwiusza, f) typ Pliniusza, g) typ Pelée

4. Typ Wezuwiusza odpowiada gwałtowniejszym wybuchom rodzaju Stromboli i Vulcano.

Gwałtowne wybuchy bogatej w gazy lawy następują po dłuższych przerwach spokoju lub słabej aktywności. W wyniku opróżnienia kanału wulkanicznego do znacznej głębokości wskutek bocznych wycieków lawy zanika powierzchniowy nacisk na niżej leżącą magmę. Gwałtownie wyrzucana wtedy lava wznosi się na znaczną wysokość w postaci gęstych chmur dając opady popiołów o dużym zasięgu.

W czasie najgwałtowniejszych wybuchów Wezuwiusza wielkie ilości gazów i pary wodnej wznoszą się na wysokość kilku

.9

34

kilometrów tworząc z daleka widoczne chmury, często o charakterystycznym kształcie pinii. Ten rodzaj wybuchu opisał pierwszy Pliniusz w czasie katastrofalnego wybuchu w roku 79; nosi on też nieraz nazwę typu Pliniusza.

5. Typ Pelée charakteryzuje wulkany o dużej lepkości lawy i gwałtowności eksplozji. Ucieczka gazów jest utrudniona przez tworzenie się zakrzepłej powierzchni. Wydobywająca się powstałymi pod naciskiem gazów szczelinami magma gwałtownie wypływa potokami lawowymi, którym towarzyszą wydzielające się duże ilości gazów i par.

Niezmernie szybko zesuwaną się po naturalnych obniżeniach terenu gorąca lawina, która w czasie katastrofalnego wybuchu w roku 1902 na Martynice spowodowała całkowite zniszczenie miasta St. Pierre, otrzymała nazwę „chmury żarzącej" (nuee ardente). Przepelniona gazami gorąca lava osiąga wyjątkową ruchliwość, poszczególne jej cząstki oddzielone są od sąsiednich otoczkami gazów i mogą przesuwac się niemal bez tarcia. Do tego typu należy również wulkan Katmai na Alasce.

Niektórzy autorzy wyróżniają oddzielnie typ Krakatau zwany również typem Perreta (dla uczczenia wybitnego wulkanologa tego nazwiska). Odznacza się on bardzo wysokim ciśnieniem gazowym i silnymi wybuchami. Lepkość lawy jest średnia. Wskutek gwałtowniejszych eksplozji znaczna część stożka wulkanicznego ulega zniszczeniu.

Nie ma żadnej reguły dotyczącej regularności wybuchów wulkanicznych i ich trwania. Na podstawie rejestracji wybuchów i ich charakteru można jedynie w przybliżeniu przewidywać, w jakim czasie mógłby nastąpić nowy wybuch. Jeszcze trudniej jest określić siłę i rozmiary przewidywanego wybuchu. Nie zawsze można na takich przewidywaniach polegać, na co wskazują niespodziewane katastrofalne wybuchy, niosące nieraz olbrzymie spustoszenia.

Erupcje szczelinowe, czyli linearne, różnią się od erupcji centralnych tym, że produkty wulkaniczne wydobywają się podłużnymi szczelinami. Główną rolę odgrywa w nich lava, która wznosząc się z

głębi wypełnia szczelinę, przelewając się następnie w jedną lub w obie strony. Tą drogą powstają pokrywy obejmujące czasem duże obszary.

35

kilometrów tworząc z daleka widoczne chmury, często o charakterystycznym kształcie pinii. Ten rodzaj wybuchu opisał pierwszy Pliniusz w czasie katastrofalnego wybuchu w roku 79; nosi on też nieraz nazwę typu Pliniusza.

5. Typ Pelee charakteryzuje wulkany o dużej lepkości lawy i gwałtowności eksplozji. Ucieczka gazów jest utrudniona przez tworzenie się zakrzepłej powierzchni. Wydobywająca się powstałymi pod naciskiem gazów szczelinami magma gwałtownie wypływa potokami lawowymi, którym towarzyszą wydzielające się duże ilości gazów i par.

Niezmiernie szybko zesuwaną się po naturalnych obniżeniach terenu gorąca lawina, która w czasie katastrofalnego wybuchu w roku 1902 na Martynice spowodowała całkowite zniszczenie miasta St. Pierre, otrzymała nazwę „chmury żarzącej” (nuee ardente). Przepelniona gazami gorąca lawa osiąga wyjątkową ruchliwość, poszczególne jej cząstki oddzielone są od sąsiednich otoczkami gazów i mogą przesuwać się niemal bez tarcia. Do tego typu należy również wulkan Katmai na Alasce.

Niektórzy autorzy wyróżniają oddzielnie typ Krakatau zwany również typem Perreta (dla uczczenia wybitnego wulkanologa tego nazwiska). Odznacza się on bardzo wysokim ciśnieniem gazowym i silnymi wybuchami. Lepkość lawy jest średnia. Wskutek gwałtowniejszych eksplozji znaczna część stożka wulkanicznego ulega zniszczeniu.

Nie ma żadnej reguły dotyczącej regularności wybuchów wulkanicznych i ich trwania. Na podstawie rejestracji wybuchów i ich charakteru można jedynie w przybliżeniu przewidywać, w jakim czasie mógłby nastąpić nowy wybuch. Jeszcze trudniej jest określić siłę i rozmiary przewidywanego wybuchu. Nie zawsze można na takich przewidywaniach polegać, na co wskazują niespodziewane katastrofalne wybuchy, niosące nieraz olbrzymie spustoszenia.

Erupcje szczelinowe, czyli linearne, różnią się od erupcji centralnych tym, że produkty wulkaniczne wydobywają się podłużnymi szczelinami. Główną rolę odgrywa w nich lawa, która wznosząc się z głębi wypełnia szczelinę, przelewając się następnie w jedną lub w obie strony. Tą drogą powstają pokrywy obejmujące czasem duże obszary.

35

Erupcje linearne są rzadsze od centralnych. Duże pokrywy bazaltowe, pochodzące z dawnych okresów geologicznych świadczą o tym, że przed dziesiątkami milionów lat ten typ erupcji był dosyć pospolity. Na niektórych obszarach wulkanicznych można odtworzyć zanikanie dawnych erupcji linearnych, których miejsce zajmują erupcje centralne.

Niemal regułą jest, że erupcje linearne mają charakter law zasadowych typu bazaltowego; zawartość gazów w tych lawach jest niewielka. Dlatego też wylewom lawy erupcji linearnych rzadko towarzyszą potężne eksplozje, mają one charakter słabszych wybuchów i prowadzą do wytworzenia tylko niewielkich stożków wulkanicznych.

Najczęściej są to otwarte szczeliny, którymi lawa wydobywa się spokojnie. Szczeliny czy rowy obfitują nieraz w drobne kratery ułożone wzdłuż linii wyznaczających przebieg szczeliny lub rowu. Krajem, w którym występują liczne erupcje linearne, jest Islandia, stąd też ten typ erupcji nosi nieraz nazwę erupcji islandzkiej.

W południowej Islandii wydobyła się w roku 1783 lawa szczeliną Laki o długości 25 km, wzdłuż której dzisiaj znajdują się liczne kratery i stożki. Podobną długość ma wulkaniczna szczelina Eldgja. W czasie wybuchu wulkanu Hekla w roku 1947 powstała nowa szczelina długości 5 km.

Olbrzymie pokrywy bazaltowe:

na indyjskiej Wyżynie Dekanu oraz na obszarze Ameryki Północnej

36

Wielkie obszary Islandii pokryte są lawami bazaltowymi, pochodzącymi z trzeciorzędowych erupcji linearnych. Podobnie erupcje stwierdzono także w zachodniej Szkocji, na Hebrydach, na Wyspach Owczych i na Grenlandii. Zachowane piękne słupowe bazalty, jak sławna w Irlandii „Droga Olbrzyma” czy „Grota Fingala”, są pozostałościami po dawnej pokrywie wulkanicznej, zniszczonej

w znacznej mierze przez procesy erozji.

Olbrzymie ilości ruchliwych law wulkanicznych rozlały się szczelinowo w trzeciorzędzie i z początkiem czwartorzędu na obszarach Ameryki Północnej. Zająły one wielkie obszary nad rzeką Snake w południowej części stanu Idaho, w stanach Waszyngton i Oregon oraz w północnej części Kalifornii, przechodząc przez stany Nevada, Arizona, Nowy Meksyk na tereny Brytyjskiej Kolumbii. Obszar pokryty tymi lawami wynosi ponad 500 000 km². Przeciętna grubość skał bazaltowych przekracza 500 m, dochodząc w niektórych miejscach do 1100 m.

Podobnej wielkości obszary (300 000 km²) na wyżynie Dekan w Indiach zostały pokryte lawami okresu kredowego. Grubość pokrywy lawowej jest jeszcze większa; wynosi ona od jednego do prawie dwóch kilometrów. W niektórych miejscach, gdzie erozja odsłoniła niżej leżące skały, podścielające pokrywę bazaltową, stwierdzono obecność szczelin, którymi lawa wypływała na powierzchnię Ziemi przed dziesiątkami milionów lat. Te skały bazaltowe znane są w literaturze geologicznej pod nazwą „trapów Dekanu”.

Erupcje typu szczelinowego okresu trzeciorzędowego stwierdzono również w Patagonii i na Syberii. Starsze znane są z Afryki Południowej, gdzie w postaci skał diabazowych biorą udział w budowie tzw. formacji Karoo (perm-trias). Pokrywa porfirowa w Bolzano w północnych Włoszech jest wieku permskiego i powstała przez zakrzepnięcie potoków lawowych, które wydobyły się z wydłużonej szczeliny. Jest to wyjątkowy przypadek wydobywania się ze szczeliny nie lawy bazaltowej, lecz bardziej kwaśnej.

Erupcje szczelinowe dostarczają zwykle tylko nieznacznych ilości popiołów wulkanicznych.

Wyjątek stanowił wybuch nowozelandzkiego wulkanu Tarawera w roku 1886, w czasie którego z 14-kilometrowej szczeliny, o szerokości ponad sto metrów wyrzucane były popioły i inne materiały wulkaniczne. Również

37

powstanie meksykańskiego wulkanu Jorullo w roku 1759 związane było z utworzeniem szczeliny, z której gwałtowne eksplozje wyrzucały głównie luźne materiały wulkaniczne.

Trzeci typ erupcji obok centralnych i linearnych, stanowią erupcje arealne. Powstać one mogą wtedy, gdy magma batolitu lub lakolitu dojdzie do powierzchni Ziemi nie kanałem ani szczeliną lecz całą powierzchnią. Nastąpić to może przez przetopienie skał nadległych lub przez przedarcie się magmy na znacznej przestrzeni.

Erupcja arealna

Nie znamy współczesnych erupcji arealnych, prawdopodobnie jednak miały one duże znaczenie, kiedy istniały korzystne warunki do wydobywania się wielkich mas magmy na powierzchnię.

Erupcje arealne charakteryzują się tym, że występujące na powierzchni skały wylewne przechodzą stopniowo w bardziej gruboziarniste skały głębinowe. Do tego typu erupcji zalicza się wulkaniczną płytę utworzoną z riolitów w Yellowstone Park (Stany Zjednoczone Am.). Zajmuje ona powierzchnię około 10 000 km² przy dużej miąższości. Obecność licznych gejzerów (por. str. 218) ogranicza się do obszaru riolitowego, co wskazuje na stały dopływ ciepła z głębi. Ponieważ wulkanizm tego obszaru zakończył się w pliocenie, tak dużym źródłem ciepła może być tylko batolit granitowy leżący w głębi.

Niektórzy autorzy przypuszczają, że diabazy występujące na południowy wschód od Nowej Rudy na Dolnym Śląsku stanowią przykład erupcji arealnej, związanej z głębinowymi skałami gabrowego masywu noworudzkiego; obserwacje na tym obszarze wykazały, że diabaz łączy się przejściami z gabrem.

Przy zetknięciu się gorącej ciekłej lawy z wodą następują gwałtowne eksplozje połączone z wytwarzaniem się dużych ilości

38

pary wodnej. Zjawisko to obserwowano niejednokrotnie przy spływaniu potoków lawowych do morza (np. na Wyspach Hawajskich) lub do jeziora (np. w środkowej Afryce). Nieraz erupcje wulkanów związane są z wtargnięciem wody w głąb krateru, gdzie znajduje się ciekła lawa. Na niektórych wulkanach stwierdzono, że erupcje ich następują w okresie tajania śniegu. Niektóre wielkie wybuchy wulkanów związane są z wtargnięciem wód w głąb, np. potężny wybuch

nowozelandzkiego wulkanu Tara-wera w roku 1886 lub japońskiego wulkanu Bandaisan w roku 1888. Niektórzy przypuszczają, że znany wybuch wulkanu Krakatau w roku 1883 spowodowała woda morska, która przedostała się w głąb wulkanu. W czasie trzęsienia ziemi na Hawajach w roku 1924 lava wypełniająca krater Kilauea opadła, dzięki czemu wody gruntowe mogły spłynąć w głąb wulkanu, wywołując wielkie eksplozje połączone z wydzieleniem się wielkich ilości pary wodnej.

WULKANY PODMORSKIE

Jak wiadomo, powierzchnie oceanów zajmują 5/8 powierzchni Ziemi. Nic też dziwnego, że podmorskie erupcje są częstsze, aniżeli lądowe. Rozmieszczenie podmorskich wulkanów wskazuje na to, że występują one w pewnych określonych strefach. Przede wszystkim leżą one w bezpośredniej bliskości wybrzeży, lub są to wyspy pochodzenia wulkanicznego, wznoszące się z głębi oceanów. Powstały one z wybuchów podmorskich przez narastanie materiału wulkanicznego, który wreszcie znalazł się nad powierzchnią morza. Przykładem takich wulkanów są wulkany hawajskie, które wyrosły z głębokości kilku tysięcy metrów.

Wyspy wulkaniczne pojawiały się niejednokrotnie w czasach historycznych, zwykle jednak szybko znikwały pod falami morskimi, które działają na nie w sposób silnie niszczący. U brzegów Islandii pojawiła się w roku 1783 wyniesiona przez podmorską erupcję mała wyspa wulkaniczna, która znikła już w roku następnym. To samo powtórzyło się w tej okolicy w roku 1884.

Niejednokrotnie wyspy wulkaniczne pojawiały się w różnych odstępach czasu na obszarze wulkanicznego archipelagu Wysp Azorskich. W roku 1812 powstała tam wyspa o obwodzie półtora

Podmorska lava poduszkowa : diabazowa lava poduszkowa w Górach Kaczawskich (okolice Jawora) (fot. W. Narębski)

kilometra i wysokości kilkudziesięciu metrów ponad poziom morza. Została ona włączona do posiadłości brytyjskich, lecz już po kilku latach znikła z powierzchni morza. Ostatnio w roku 1957 nagle wyłoniła się z morza, w sąsiedztwie wyspy Fayal, nowa wyspa wulkaniczna, która wskutek kilkumiesięcznej intensywnej aktywności wulkanicznej połączyła się z tą wyspą i utworzyła nowy półwysep.

Najgłośniejsze w historii wybuchów podmorskich było powstanie w roku 1831 wyspy na Morzu Śródziemnym, pomiędzy Sycylią a północną Afryką. Obawiano się, że nowo powstała wyspa, łącznie z wyspą Pantellerią, utworzy pomost lądowy między Sycylią i Afryką. I ta wyspa, której nadawano kilka różnych nazw, znikła w niedługim czasie.

40

Od czasu do czasu raporty statków oceanicznych donoszą o powstaniu nowych wysp, których później nie udaje się odszukać, mimo oznaczenia położenia geograficznego.

Wulkaniczne produkty podwodnych erupcji leżą na osadach dna morskiego. Są one również przekładane morskimi materiałami osadowymi, których grubość zależy od długości przerw pomiędzy poszczególnymi wybuchami. Im dłuższe są te przerwy, tym więcej osadów morskich, niewiele ich natomiast jest wtedy, gdy podmorskie erupcje odbywają się w sposób ciągły lub z niedługimi tylko przerwami.

Odmienne warunki wydobywania się sypkich produktów wulkanicznych w wodzie i ich rozprzestrzenianie są powodem, że podwodne stożki wulkaniczne są płaskie.

Podmorskie wylewy lawy dają również odmienne formy od występujących na powierzchni Ziemi. W zetknięciu z wodą lava szybko stygnie, a wskutek dużego ciśnienia wody tworzą się spłaszczone formy bochenkowate, noszące nazwę law poduszkowych (ang. pillow-lavas).

Podmorskim wylewom lawy towarzyszą prawie zawsze tufy wulkaniczne, obok których występuje domieszany morski materiał osadowy. Również i wśród podmorskich tufów występują normalnie domieszki osadów morskich, czasem zawierające szczątki organizmów morskich, jak otwornice (Foraminijera), promienice (Radiolaria), okrzemki (Diatomeae) i in. Wymienione wyżej formy są charakterystyczne dla tufów osadowych na znacznych głębokościach. W morzach płytszych wśród tufów wulkanicznych trafiają się szczątki morskich zwierząt o grubszych skorupach wapiennych. W morzach ciepłych nieraz można stwierdzić wśród materiałów wulkanicznych okruchy koralu.

Aby mogły powstać wyspy wulkaniczne wśród wód oceanicznych o dużych głębokościach, działalność wulkaniczna musiałaby trwać długie okresy czasu, nierzadko miliony lat. Powszechnie przyjmuje się, że tego rodzaju działalność wulkaniczna sięga wstecz aż do trzeciorzędu. Masy wulkaniczne utworzone przez erupcje podmorskie nieraz są olbrzymie. Na przykład objętość Hawajów wraz z zanurzonymi pod poziomem morza częściami dolnymi oblicza się na 400 000 km³.

41

PRODUKTY ERUPCJI

Jak z poprzednich rozważań wynika, produkty erupcji wulkanicznych stanowią lawy i tzw. materiały piroklastyczne. W czasie gwałtownych eksplozywnych wybuchów mogą być odrywane skały podłoża.

Lawy stanowią ciekły stop, w których największą częścią składową jest krzemionka (około 50%). Kwaśne lawy zawierają jej więcej, niż zasadowe.

Lawy kwaśne są mało ruchliwe i odznaczają się dużą lepkością. Dlatego też potoki law są niewielkie, a formy zakrzepłe są kopulaste.

Lawy zasadowe mają małą lepkość i dużą ruchliwość. Mogą one rozlewać się na wielkich przestrzeniach, tworząc rozległe potoki, spływające daleko od wulkanu.

Temperatura law wynosi około 1000°. Szybkość stygnięcia potoku lawy zależy od jej grubości.

Cienkie pokrywy lawowe, występujące zwłaszcza na stromych zboczach górskich, stygną szybko.

Inaczej zachowuje się lawa, wypełniająca zagłębienia terenu. Stygnięcie jej trwa miesiące, a niekiedy nawet całe lata.

Prędkość spływania potoków lawowych zależy od składu chemicznego lawy i związanej z nim lepkości, od nachylenia terenu i grubości potoków lawowych. Początkowo prędkość płynięcia lawy jest zawsze większa niż w późniejszych stadiach krzepnięcia. Zwykle wynosi ona kilka kilometrów na godzinę, nieraz jednak obserwowano potoki lawowe płynące z prędkością 30 km/h. Do najbardziej ciekłych i ruchliwych należą lawy wulkanów ha-

42

PRODUKTY ERUPCJI

Jak z poprzednich rozważań wynika, produkty erupcji wulkanicznych stanowią lawy i tzw. materiały piroklastyczne. W czasie gwałtownych eksplozywnych wybuchów mogą być odrywane skały podłoża.

Lawy stanowią ciekły stop, w których największą częścią składową jest krzemionka (około 50%). Kwaśne lawy zawierają jej więcej, niż zasadowe.

Lawy kwaśne są mało ruchliwe i odznaczają się dużą lepkością. Dlatego też potoki law są niewielkie, a formy zakrzepłe są kopulaste.

Lawy zasadowe mają małą lepkość i dużą ruchliwość. Mogą one rozlewać się na wielkich przestrzeniach, tworząc rozległe potoki, spływające daleko od wulkanu.

Temperatura law wynosi około 1000°. Szybkość stygnięcia potoku lawy zależy od jej grubości.

Cienkie pokrywy lawowe, występujące zwłaszcza na stromych zboczach górskich, stygną szybko.

Inaczej zachowuje się lawa, wypełniająca zagłębienia terenu. Stygnięcie jej trwa miesiące, a niekiedy nawet całe lata.

Prędkość spływania potoków lawowych zależy od składu chemicznego lawy i związanej z nim lepkości, od nachylenia terenu i grubości potoków lawowych. Początkowo prędkość płynięcia lawy jest zawsze większa niż w późniejszych stadiach krzepnięcia. Zwykle wynosi ona kilka kilometrów na godzinę, nieraz jednak obserwowano potoki lawowe płynące z prędkością 30 km/h. Do najbardziej ciekłych i ruchliwych należą lawy wulkanów ha-

wajskich, które w miejscach gwałtownego spadku tworzą prawdziwe kaskady.

Długość potoków ruchliwej lawy bazaltowej wynosi nieraz kilkadziesiąt kilometrów, przy szerokości dochodzącej do jednego kilometra i grubości nawet do pięćdziesięciu metrów.

Ponieważ przy oziębianiu się i zestalaniu lawy następuje jej kurczenie, pospolite są różnej wielkości szczeliny, których przebieg jest zwykle prostopadły do powierzchni stygnięcia. W lawach

bazaltowych powstaje często cios słupowy.

W czasie wypływu lawy na powierzchnię Ziemi wydzielają się gazy, zawarte w magmie. Często pozostawiają one w zastygającej lawie różnej wielkości próżnie. Bogate w drobne pęcherzyki zastygłe lawy o charakterze gąbczastym noszą nazwę pumeksu.

Formy zastygającej lawy są rozmaite. Zastygające w pobliżu wypływu niewielkie ilości lawy, spływające zwłaszcza po stromych zboczach, wykazują formy zaokrąglone o łagodnej powierzchni. Często są one poskręcane, przyjmując dziwaczne i fantastyczne kształty.

Zwykle wyróżnia się dwa rodzaje lawy potokowej: blokową i sznurową. Lawa blokowa stanowi nieregularne nagromadzenie różnej wielkości bloków o szorstkiej powierzchni, które powstały przez pokruszenie poruszającej się, a zastygającej na powierzchni lawy. Takie zastygłe pola lawowe przedstawiają dziki krajobraz chaosu bloków i odłamków skalnych. Lawy takie powstają przy znacznej zawartości gazów, które uchodzą w czasie ostygania lawy i tworzą duże próżnie. Lawy sznurowe, zwane także trzewiowymi, powstają przez zakrzepnięcie law obfitujących w drobne próżnie pogazowe. Lawy tego rodzaju przypominają grube liny okrętowe. Nierzadko są one półkolisto poskręcane, przypominając wnętrzości.

Stygąca posuwająca się lawa wygląda inaczej, aniżeli ruchliwe potoki blisko miejsca wypływu. Są to nieregularne zwały zastygłych już bloków lawy, poruszane przez lawę ciekłą znajdującą się głębiej. Czasem u czoła takiego potoku lawy znajdują się duże, nawet dwumetrowe bloki, przesuwane na setki metrów pod naporem lawy. Takie potoki lawowe niszczą każdą napotkaną przeszkodę, burząc największe drzewa i domy. Nierzadko wyrwywają one skały z podłoża i zawlekają je na inne miejsca.

44

Same wylewy lawowe są stosunkowo rzadkie. Zwykle towarzyszą im wybuchy wyrzucające stałe materiały wulkaniczne, zwane piroklastycznymi. Powstają one wskutek zestalenia się w powietrzu rozpylonej lawy, wyrzuconej na znaczne nieraz wysokości, lub też są to bloki i mniejsze odłamki skalne, powstałe przez skrzepnięcie lawy w podłożu wulkanu, pochodzącej z dawnych erupcji. Ilości wyrzucanych materiałów piroklastycznych są nieraz olbrzymie. W czasie głośniego wybuchu wulkanu Krakatau w roku 1883 ilość wyrzuczonych popiołów wulkanicznych w ciągu jednego wybuchu sięgała 50 000 m³. Inny wulkan na Archipelagu Ma-lajskim, Tamboro, miał wyrzucić w czasie wybuchu w roku 1815 kilkakrotnie większą ilość materiałów piroklastycznych.

W czasie gwałtownych wybuchów wulkan wyrzuca bloki skalne o masie kilkudziesięciu, a nierzadko kilkuset kilogramów. Znane są przypadki wyrzucania nawet bloków kilkotonowych. Okrągłe bloki, najczęściej wielkości od pięści do głowy ludzkiej, noszą nazwę bomb wulkanicznych. Często są one spiralnie poskręcane wskutek ruchu obrotowego w powietrzu, co wskazuje na to, że te bloki nie były jeszcze zupełnie zastygłe w czasie erupcji.

Drobniejszy materiał, wielkości od grochu do orzecha, nosi nazwę lapilli (wł. = kamyczki); używana jest także nazwa rapilli. Czasem są to kryształki minerałów, (np. augitu, leucytu i in.) obtopione na krawędziach i narożach. W opisach wybuchów wulkanicznych używa się niekiedy nazwy żużli (szlak) wulkanicznych.

Jeszcze drobniejszy materiał nosi nazwę piasków i popiołów wulkanicznych. Powstały one z rozpylonej lawy, krzepnącej w powietrzu, lub z wyrzuczonych wybuchem pokruszonych i rozdrobnionych skał wulkanicznych. Najdrobniejszy materiał określany jest jako pyły wulkaniczne. Przez scementowanie drobnych materiałów piroklastycznych tworzą się tufy wulkaniczne. Szczególnie łatwo ulegają cementacji popioły wulkaniczne, wyrzucane w czasie opadów deszczowych.

Materiały piroklastyczne mogą być wyrzucane w czasie wybuchów na znaczną wysokość; zależy to zarówno od siły wybuchu jak i wielkości wyrzucanych materiałów. Najbliżej miejsca wybuchu opadają duże bloki skalne. W czasie niektórych wybuchów Wezuwiusza obserwowano kilkotonowe bloki wyrzucane na wy-

Same wylewy lawowe są stosunkowo rzadkie. Zwykle towarzyszą im wybuchy wyrzucające stałe materiały wulkaniczne, zwane piroklastycznymi. Powstają one wskutek zestalenia się w powietrzu

rozpylonej lawy, wyrzuconej na znaczne nieraz wysokości, lub też są to bloki i mniejsze odłamki skalne, powstałe przez skrzepnięcie lawy w podłożu wulkanu, pochodzącej z dawnych erupcji. Ilości wyrzucanych materiałów piroklastycznych są nieraz olbrzymie. W czasie głośnego wybuchu wulkanu Krakatau w roku 1883 ilość wyrzuconych popiołów wulkanicznych w ciągu jednego wybuchu sięgała 50 000 m³. Inny wulkan na Archipelagu Malajskim, Tamboro, miał wyrzucić w czasie wybuchu w roku 1815 kilkakrotnie większą ilość materiałów piroklastycznych.

W czasie gwałtownych wybuchów wulkan wyrzuca bloki skalne o masie kilkudziesięciu, a nierazdo kilkuset kilogramów. Znae są przypadki wyrzucania nawet bloków kilkutonowych. Okrągłe bloki, najczęściej wielkości od pięści do głowy ludzkiej, noszą nazwę bomb wulkanicznych. Często są one spiralnie poskręcane wskutek ruchu obrotowego w powietrzu, co wskazuje na to, że te bloki nie były jeszcze zupełnie zastygłe w czasie erupcji.

Drobniejszy materiał, wielkości od grochu do orzecha, nosi nazwę lapilli (wł. = kamyczki); używana jest także nazwa rapilli. Czasem są to kryształy minerałów, (np. augitu, leucytu i in.) obtopione na krawędziach i narożach. W opisach wybuchów wulkanicznych używa się niekiedy nazwy żużli (szlak) wulkanicznych.

Jeszcze drobniejszy materiał nosi nazwę piasków i popiołów wulkanicznych. Powstały one z rozpylonej lawy, krzepnącej w powietrzu, lub z wyrzuconych wybuchem pokruszonych i rozdrobnionych skał wulkanicznych. Najdrobniejszy materiał określany jest jako pyły wulkaniczne. Przez scementowanie drobnych materiałów piroklastycznych tworzą się tufy wulkaniczne. Szczególnie łatwo ulegają cementacji popioły wulkaniczne, wyrzucane w czasie opadów deszczowych.

Materiały piroklastyczne mogą być wyrzucane w czasie wybuchów na znaczną wysokość; zależy to zarówno od siły wybuchu jak i wielkości wyrzucanych materiałów. Najbliżej miejsca wybuchu opadają duże bloki skalne. W czasie niektórych wybuchów Wezuwiusza obserwowano kilkutonowe bloki wyrzucane na wy-

45

Bomba wulkaniczna

sokość stu metrów; spadały one w odległości kilkudziesięciu metrów od krateru; niekiedy te olbrzymie bloki znajdowano w odległości stu kilkudziesięciu, a nawet dwustu metrów. W czasie jednego wybuchu wulkanu Cotopaxi w Ekwadorze blok kilkunasto-tonowy został wyrzucony na odległość ponad dziesięciu kilometrów.

Podczas wybuchu Krakatau w roku 1883 małe bomby wulkaniczne wyrzucane na wielkie wysokości, spadały w odległości kilkudziesięciu kilometrów. Popioły wulkaniczne znajdowano w odległościach dochodzących do 2500 km, a najdrobniejsze pyły okrą-

46

żyły Ziemię wywołując w ciągu kilku miesięcy różne efektowne zjawiska optyczne w atmosferze, jak np. niezmiernie barwne zachody słońca.

Popioły wulkaniczne wyrzucone w czasie wybuchu Wezuwiusza w roku 1906 dotarły aż nad Bałtyk.

Największy jednak procent drobnych materiałów piroklastycznych spada dokoła centrum erupcji, dając początek stożkowi wulkanicznemu.

żyły Ziemię wywołując w ciągu kilku miesięcy różne efektowne zjawiska optyczne w atmosferze, jak np. niezmiernie barwne zachody słońca.

Popioły wulkaniczne wyrzucone w czasie wybuchu Wezuwiusza w roku 1906 dotarły aż nad Bałtyk.

Największy jednak procent drobnych materiałów piroklastycznych spada dokoła centrum erupcji, dając początek stożkowi wulkanicznemu.

/

NARODZINY WULKANU

/

MEKSYKAŃSKI WULKAN PARICUTIN

Pewnego dnia na polu wieśniaka meksykańskiego z okolic miasteczka Uruapan ze szczeliny w

gruncie zaczęła wydobywać się smuga dymu. Przypuszczając, że dym pochodzi z palących się liści, wieśniak starannie zasypał otwór ziemią. Dym jednak wydobywał się w dalszym ciągu. Nagle dnia 20 lutego 1943 roku wśród huków i wstrząsów podziemnych pojawił się nad szczeliną gęsty słup dymu i pary, potem zaś nastąpił gwałtowny wybuch. Z rozszerzonej szczeliny zaczęły wylatywać w powietrze wyrwane z podłoża odłamki skał. Gdy noc zapadła, oczom przerażonych wieśniaków przedstawił się fantastyczny widok: rozżarzone bloki skalne i popioły, wyrzucane na wysokość kilkuset metrów, rozświetlały mroki nocy wśród ogłuszającego huku. Towarzyszące temu zjawisku wstrząsy podziemne zarejestrowano nawet w Nowym Jorku i w Ameryce Południowej.

Tworzący się wulkan wyrzucał w pierwszych dniach głównie bloki skalne, których objętość dochodziła do kilku metrów sześciennych. Później zaczęły obficie wydobywać się popioły wulkaniczne, które opadając, formowały stopniowo rosnący stożek.

Oto krótka historia wulkanu Paricutin, który nazwę swą wziął od małej indiańskiej miejscowości, leżącej w zachodnim Meksyku, w stanie Michoacan, w odległości około 320 km od stolicy kraju i 32 km na północny zachód od miasteczka Uruapan liczącego 30 000 mieszkańców.

Już w trzy dni po pierwszych oznakach powstawania nowego wulkanu zjawiał się na miejscu meksykański geolog dr E. Ordonez, a w okresach późniejszych przybyli Trask, Pough, Gree, Bul-

lard, Kraukopf i inni, którym zawdzięczamy fachowo przeprowadzone badania. Według Ordoneza już pierwszej nocy stożek nowego wulkanu osiągnął wysokość około 40 m, w dwunastym dniu — około 150 m, a w trzecim miesiącu jego wysokość względna przekroczyła 300 m.

Mimo że w pierwszych miesiącach tworzenia się Paricutina dominującym procesem było wyrzucanie odłamków materiału skalnego i popiołu, równoległe z erupcjami, prowadzącymi do tworzenia się stożka, wylewała się na powierzchnię lava. Pierwsze potoki lawy były niewielkie i składały się głównie z ciemnych, kanciastych, już zastygłych odłamków, unoszonych na powierzchni mało widocznej ciekłej lawy. Dopiero w październiku 1943 roku nastąpiły liczniejsze wypływy lawy.

Pierwszy z nich dostrzeżono w trzecim dniu wybuchu Paricutina i od tego czasu lava, z niewielkimi przerwami, stale wypływała z wulkanu. Wielkie rozmiary osiągnął w roku 1944 wylew, który rozpoczął się w styczniu i trwał aż do sierpnia. Pochodził on ze szczeliny w południowo-zachodniej części podstawy stożka wulkanu. Szeroki strumień lawy opłynął stożek w kierunku wschodnim, a następnie skierował się na południowy wschód, aby z kolei podążyć w kierunku północnym. W czerwcu i lipcu miasteczko San Juan de Parangaricutiro, znajdujące się na drodze potoku lawy, zostało w znacznej mierze objęte tym wylewem, a potok ognistopłynnej masy posuwał się dalej na północ, zatrzymując się dopiero w sierpniu. Lava wypływała i później, osiągając maksymalne rozprzestrzenienie w październiku 1944 roku.

Jeszcze większy wylew nastąpił w roku następnym, mianowicie w maju 1945 roku. Lava pokryła znaczny obszar wokół Paricutina, zwłaszcza zaś tereny leżące na północny wschód i północny zachód od krateru. Oprócz tego największego dotychczas wylewu nastąpiły później dwa mniejsze. Jeden z nich, trwający od czerwca do października, objął tylko nieznaczną część obszaru pokrytego przez lawę w maju tego roku, natomiast drugi, trwający od października do lutego roku następnego, posunął się wąskim potokiem w kierunku północno-zachodnim, pokrywając lawą nowe tereny.

Wylewy te były przedmiotem szczegółowych badań terenowych.

Wielkość szczelin, którymi wypływała lava na powierzchnię,

Wulkany i człowiek — 4 4Q

była rozmaita, tak samo i rozmiary potoków lawowych. Niekiedy potok lawy zajmował przestrzeń o długości 700 m przy szerokości 300 m.

Wydobywająca się ze spękań lava wypływała na ogół spokojnie, poza lokalnymi wybuchami uwieczonych w niej gazów. Lecz przy gwałtownym wydzielaniu się gazów obserwowano rozpryskiwanie się ciekłej masy lawy. Wówczas obok spokojnego wypływu następowały również i gwałtowne wytryski. Niezależnie od tego lava wypełniała napotykaną po drodze wgłębienia terenu,

tworząc lokalne odnogi, a czasem jak gdyby jeziora lawowe.

Posuwające się potoki lawy niweczyły wszystko, co natrafiły na swej drodze. Na szczęście okolica jest tu słabo zaludniona, tak, że przeważająca część wylewów dotknęła pola uprawne lub obszary lesiste, gdzie powywracane drzewa płonęły zapalone gorącą lawą.

Potoki lawy wulkanu Paricutin dały wyjątkową sposobność szczegółowego badania jej ruchów, ponieważ liczne strumienie lawy były osiągalne na całej ich długości i można było je obserwować od powstania aż do zamarcia ruchu. Na ogół lawy wypływające z Paricutina są lepkie i żadna z nich nie przypomina ruchliwych law, charakterystycznych dla wulkanów hawajskich. Najczęstsze są tu długotrwałe wypływy, rozciągające się na odległość co najmniej pół kilometra od źródła wypływu i trwające całe tygodnie.

Szybkość posuwania się potoku lawy była rozmaita. Zależała przede wszystkim od nachylenia terenu i odległości od miejsca wypływu, w mniejszym zaś stopniu od grubości potoku lawy, a także od jej temperatury i zawartości gazów. Przeciętna szybkość na stromych stokach wynosiła 20—40 m na minutę, a na małych nachyleniach od 1—10 m. Jeden z potoków, w odległości 4 km od wypływu, przebył drogę 1 km w ciągu 7 dni. Wyjątkowa szybkość pierwszych wylewów osiągała średnio 75 m na minutę. Posuwający się potok miał stosunkowo małą szerokość w pobliżu wypływu. Wynosiła ona od kilku do dwudziestu kilku metrów, lecz w dalszej odległości przekraczała nieraz i sto metrów. Grubość potoku wahała się w granicach od 2—9 m, najczęściej jednak wynosiła 5—7 m.

Niemal z reguły na powierzchni płynącej lawy znajdowały się

50

Potok lawowy, wylewający się z meksykańskiego wulkanu Paricutin, porusza się wśród zastygłych pól lawowych, niosąc na swej powierzchni liczne głązy skalne liczne, zastygłe jej bloki i odłamy metrowej, a nawet parometrowej wielkości. Wiele z nich rozpadało się i zanurzało w głąb ciekłej lawy, niektóre jednak były niesione na odległość setek metrów, a nawet i powyżej 1000 m, zachowując się na powierzchni zastygłego potoku lawy. Tego rodzaju nagromadzenia głązów przypominają unoszone przez lodowce głązy morenowe. Czasami spod spiętrzonych u czoła potoku głązów wypływała ciekła lawa. Często obserwowanym zjawiskiem było znikanie płynącej lawy pod starymi, zastygłymi jej masami, spod których wypływała ona nieraz w odległości kilkuset metrów powodując podnoszenie i spękanie zakrzepłych już części powierzchniowych.

Stwierdzono, że lawa, mimo zatrzymania się jej potoku, przez okres kilku tygodni była jeszcze gorąca, na co wskazywały rozjaśnione miejsca nad lawą. W czasie wypływu lawy w godzinach wieczornych i nocnych cała powierzchnia przybierała czerwoną barwę płomieni, stwarzając niezapomniany obraz. Gdy ruch potoku

51

HF

lawy zamierał, lawa oziębiała się i nocą widoczne były tylko gdzieś tam czerwone plamy. Niektórzy z pracujących na miejscu geologów próbowali obliczyć ilość wydobywającej się lawy. W czasie niektórych wylewów wynosiła ona dziennie od 100 000 do 500 000 m³.

Za pomocą pirometrów optycznych i innych aparatów pomiarowych zmierzono temperaturę law. Okazało się, że temperatury wahały się w granicach 950—1070°C. Zwykle pewne obniżenie temperatury lawy można było stwierdzić przy znacznie większych odległościach od miejsca wypływu, na ogół jednak potoki nawet o długości 4—5 km wykazywały temperaturę niewiele poniżej 1000°C.

Skałą powstałą przez krzepnięcie lawy wypływającej z Paricutina jest czarny bazalt oliwinowy, który dosyć wysoką zawartością krzemionki zbliża się do skał andezytowych. W czarnej zbitej, nieraz gąbczastej masie tkwią zielonawe kryształki oliwinu, dochodzące do 3 mm wielkości. Badania mikroskopowe wykazały, że głównymi składnikami są plagioklasy zasadowe. Czarna na ogół barwa lawy ulegała pod wpływem działania wydobywających się gazów przemianie w szarą lub czerwono-czarną. Gazy wydzielały się na całej powierzchni płynących potoków lawy, zwykle

jednak zawartość ich była większa w częściach brzeżnych, stykających się z materiałem już zastygłym. Dlatego też obserwowany z większej odległości poruszający się potok lawy wyglądał jak czarny jęzor o szarych obrzeżeniach.

Powierzchnia zastygłej lawy stanowi zwykle gąbczastą skorupę popękaną na nieregularne bryły i odłamy. Odróżnienie dwóch wiekowo różnych obszarów lawowych nie jest łatwe, ponieważ skład mineralny i chemiczny skał bazaltowych jest niemal identyczny na całym obszarze i poszczególne wylewy nie wykazały dotychczas żadnej istotnej różnicy.

Działalność erupcyjna Paricutina była bardzo silna, szczególnie w pierwszym roku. Wulkan wyrzucał na znaczną wysokość bloki różnej wielkości i popioły, które pokryły duże przestrzenie. Spadający materiał skalny dał początek potężnemu stożkowi, którego zewnętrzne ściany wykazują liczne bruzdy i zagłębienia, powstałe na skutek erozyjnej działalności spływających wód deszczowych.

52

Opadające popioły zawierają związki łatwo rozpuszczalne w wodzie. Woda deszczowa zmieszana z popiołem, której musieli używać do picia obserwatorzy zjawisk wulkanicznych, miała smak bardzo nieprzyjemny. Dokonana analiza chemiczna wykazała obecność znacznych ilości żelaza, wapnia, magnezu, glinu, sodu i potasu.

Obserwacje wulkanu Paricutin pozwoliły na stwierdzenie, że wzmożona działalność eksplozywna następowała w czasie słabych wpływów lawy, które z kolei przybierały na sile, gdy znikła działalność erupcyjna. Powyższe obserwacje są zgodne z wynikami badań na innych terenach, lecz pojawienie się wulkanu Paricutin dało wyjątkową sposobność do przeprowadzenia szczegółowych i systematycznych obserwacji i badań.

NAJMŁODSZA WYSPA WULKANICZNA

W pierwszych dniach października 1957 roku prasa i radio całego świata doniosły o niespodziewanej, silnej działalności wulkanicznej u północno-zachodnich wybrzeży wyspy Fayal, jednej z Wysp Azorskich. Pierwsze relacje pochodzą od latarnika, który z wysokości trzydziestu kilku metrów mógł doskonale obserwować przebieg niezwykłego zjawiska. „Przeczuwaliśmy, że coś nastąpi — mówił latarnik Thomaz — ponieważ już na kilka dni przed końcem września dawały się odczuwać wyraźne drgania

o charakterze trzęsienia ziemi. Rankiem 27 września zobaczyłem trzy wybuchy pary i popiołów wulkanicznych ponad powierzchnią wody. Woda zabarwiła się od opadów materiałów wulkanicznych na brunatno”.

W dwa dni później wyłonił się czubek wulkanu przy wzmożonej działalności erupcyjnej. Popioły wzniosły się na wysokość 100 m, a najdrobniejsze dymy do 2000 m. W dniu 1 października nastąpiła bardzo silna erupcja. Popioły wulkaniczne wzbijały się do wysokości 600 m, a dymy rozciągały się na kilkanaście kilometrów, wznosząc się do 6000 m. Obserwacje z samolotów pozwoliły na dokładne określenie wysokości wznoszącej się pary wodnej

o 1 popiołów wulkanicznych.

W dniu 2 października oczom obserwatorów ukazała się wy-

53

Początek erupcji na nowej wyspie w grupie Azorów

rażnie wylaniająca się z morza wyspa wulkaniczna z kraterem, który wyrzucał nie tylko drobne materiały piroklastyczne, lecz i bazaltowe bomby wulkaniczne. Wśród ludności wyspy Fayal zapanowało przerażenie, zwłaszcza, że na północno-zachodnie wybrzeże wyspy obok popiołów zaczęły spadać również bomby wulkaniczne, zagrażające życiu. Obsługę latarni morskiej Capelinhos ewakuowano.

W następnym dniu (3 października) obszar wysepki znacznie pomniejszył się, osłabła również aktywność erupcyjna. Było to jednak zjawisko tylko chwilowe. W dwa dni później długość nowo powstałej wyspy wynosiła już ponad 500 m przy wysokości ponad 50 m. W następnych dniach nowa wyspa rozrosła się do 700 m i osiągnęła wysokość około 100 m. Pod koniec października fale morskie podzieliły wyspę na dwie części, a wreszcie 30 października pochłonęły obie wysepki całkowicie, jak ową mityczną Atlantyde, którą Platon umieścił w tej części Oceanu Atlantyckiego.

1 listopada ukazały się znowu unoszące się nad powierzchnią morza słupy pary wodnej i popiołów, a w trzy dni później zaczęła wylaniać się i sama wyspa, aby jednak już następnego dnia znowu zniknąć. 6 listopada gotująca się woda, wznoszące się słupy pary wodnej i wyrzucane popioły zaczęły zapowiadać powtórne pojawienie się zapadniętej wyspy. Narodziny nowej wyspy połączone były z silnymi wstrząsami ziemi. W dniu 5 grudnia nowo powstała wyspa, na której obserwowano nie tylko wyrzucanie materiałów piroklastycznych, lecz i wylewy lawy, zmieniła wyraźnie swoje położenie w porównaniu z dawniejszym z października, zbliżając się w stronę lądu, z którym wreszcie połączyła się, tworząc nowy półwysep. Lawa wypływała z kraterów w kierunku północno-wschodnim kilkoma potokami. Długość potoków lawowych, których liczba dochodziła do siedmiu, osiągnęła 300 m przy szerokości około 100 m.

Wylewy lawy na nowej wyspie, której nadano nazwę Ilha Nova, trwały do 9 stycznia 1958 roku. Morze nie przerwało swej niszczącej działalności i pochłonęło w tym czasie północno-zachodnią część wyspy wraz z jej dwoma kraterami.

W marcu 1958 roku w dalszym ciągu obserwowano działalność wulkaniczną na dawnej wyspie, która na stałe połączyła się z lądem. Krater stożkowego wulkanu dymił niemal bez przerwy.

55

Połączenie wyspy Ilha Nova z wyspą Fayal

Dzięki zarządzanym środkom ostrożności narodziny nowej wyspy nie pociągnęły za sobą ofiar. Spowodowały jedynie zniszczenie plantacji i pól uprawnych, które na przestrzeni dwóch kilometrów zostały pokryte warstwą popiołów wulkanicznych. Grubość popiołów dochodziła w niektórych miejscach do 1 metra, co spowodowało załamanie się dachów na wielu domach.

Wyrzucane bomby wulkaniczne wywoływały znaczne uszkodzenia latarni morskiej w Capelinhos.

W podobnych warunkach wyłoniła się z morza w 1963 r. nowa wyspa wulkaniczna Surtsey, w odległości dwudziestu kilometrów na północny zachód od islandzkiego miasta Vestmannaeyjar, położonego na wyspie Heimaey, które — w dziesięć lat później (1973) uległo całkowitej zagładzie w czasie głośnego wybuchu wulkanu (por. wybuch wulkanu Helgafell na Islandii).

NAJWIĘKSZE WYBUCHY WULKANÓW

WYBUCHY WULKANÓW W CZASACH HISTORYCZNYCH

WEZUWIUSZ

Wezuwiusz jest niewątpliwie najlepiej poznanym wulkanem świata, a jego wybuchy opisywano niejednokrotnie. Z różnych czasów zachowały się ryciny tej zionącej w czasie erupcji ogniem góry, która malowniczo dominuje nad Zatoką Neapolitańską.

Obecna wysokość Wezuwiusza wynosi 1281 m. W czasach przedhistorycznych wysokość tej góry wulkanicznej była znacznie większa, przypuszczalnie gwałtowny wybuch w roku 79 rozerwał i zniszczył pierwotny jej szczyt. Głębokość krateru wulkanu wynosi 30 m, obwód — około 2 km. W czasach słabszych wybuchów tworzą się wewnątrz krateru małe stożki. Większe wybuchy wywołują rozrywanie górnych części stożka i zmiany jego wysokości.

Od strony północnej stożek Wezuwiusza otoczony jest półkolistym wałem (wys. 1132 m), zwanym Monte Somma. Tu znajduje się obserwatorium wulkanologiczne. Wał ten stanowi resztki dawnego krateru zniszczonego wybuchem w roku 79.

W działalności erupcyjnej Wezuwiusza wyróżnia się zwykle trzy okresy: pierwszy przed rokiem 79 n.e., drugi w latach od 79 do 1631, i trzeci po roku 1631,

Do wielkiej katastrofy w roku 79 prawdopodobnie przez długi okres czasu panował spokój.

Wulkaniczna natura góry była znana niektórym badaczom przyrody, a zwłaszcza żyjącemu w Rzymie greckiemu geografowi Strabonowi, powszechnie jednak uważano Wezuwiusz za wulkan wygasły. Tym tłumaczy się, dlaczego opisy

59

Stożek wewnętrzny w kraterze Wezuwiusza

starożytnych zawierają tylko nieliczne i skąpe wzmianki o Wezuwiuszu.

Wielki wybuch Wezuwiusza w roku 79, który zasypał miasta Herculanium (Herculaneum), Pompeję (Pompeiae) i Stabie (Stabiae), a powszechnie jest znany przede wszystkim przez głośną powieść angielskiego pisarza E. L. Bulwera „Ostatnie dni Pompei”, nie miał żadnych wylewów lawy.

Katastrofę przyniosły wielkie ilości popiołów wulkanicznych i innych materiałów piroklastycznych/, wyrzucanych w czasie wybuchów.

Ilości wyrzuconych materiałów wulkanicznych musiały być duże. W sąsiedztwie góry zostały one osadzone w postaci warstw o znacznej miąższości, a Pompeja została pogrzebana pod grubą, kilkumetrową pokrywą drobnych kamieni i popiołów. Aż do Egiptu i Syrii wiatry przyniosły drobniejsze i lżejsze cząstki popiołu. Liczba mieszkańców, którzy zginęli, jest trudna do ustalenia. Niewątpliwie była ona znacznie mniejsza od podanej przez Bulwera. Prawdopodobnie wynosiła około półtora tysiąca osób.

60

Przekrój przez Wezuwiusz

Zniszczenie Pompei i Herculanium. Dokładny opis wybuchu czerpiemy z listu Pliniusza Młodszeo (62—113) do Tacyta. Zawiera on relację o śmierci jego wuja, Pliniusza Starszego *, który jako dowódca floty stacjonującej w odległości 25 km od Wezuwiusza pospieszył z pomocą ludności dotkniętego klęską miasta i tam zginął. Dowiadujemy się stamtąd, że bezpośrednio przed wybuchem Wezuwiusza, dnia 24 sierpnia, około pierwszej w południe matka Pliniusza Młodszeo (a siostra Pliniusza Starszeo) zauważyła zbliżanie się chmury niezwykleo wielkości i niecodziennego wyglądu. Groźna chmura nadciągała od panującej nad otoczeniem góry, znanej pod nazwą Vesuvius. Wygląd chmury przypominał koronę pospolitego w obszarze Morza Śródziemnego drzewa pinii (pierwszy Pliniusz zwrócił uwagę na kształt chmury; to jego określenie weszło później do literatury wulkanologicznej).

Dla natychmiastowego bliźszego zbadania obserwowanego zjawiska, Pliniusz Starszy wydał polecenie, aby jeden szybki żaglowiec był w pogotowiu. Za ledwie wyszedł z domu, otrzymał list od mieszkańców położonej w niedalekim sąsiedztwie Resiny, przerażonych groźnym niebezpieczeństwem, w którym prosili go o ratunek, ponieważ ucieczka była możliwa tylko przez morze. Wobec tego zmienił swą pierwotną decyzję i rozkazał wyjechać statkom, aby nieść pomoc nie tylko mieszkańcom Resiny, lecz także i innym, gęsto rozszianym na wybrzeżu pobliskim miejscowościom.

* Pliniusz Starszy, Caius Plinius Secundus (23—79), rzymski pisarz, autor „Historia Naturalis”, składającej się z 37 ksiąg.

61

Im bardziej okręty zbliżały się do otoczonej wieńcem chmur góry, tym gorętszy i gęstszy padał na nie deszcz popiołów. Na przemian padały pumeksy i czarne kamienie, przepalone i pokruszone przez ogień; morze było miejscami już bardzo płytkie, wybrzeże jednak z powodu wybuchów góry trudno dostępne. Przez chwilę zastanawiał się Pliniusz, czy nie należałoby zawrócić, wnet jednak zawołał do sternika: „Dzielnym sprzyja szczęście, jadę do mego przyjaciela Pomponiana”; ten mieszkał z drugiej strony zatoki w miejscowości Stabie. Gdy przybili do brzegu, Pomponian — wobec groźnego bezpośrednio niebezpieczeństwa — kazał swe rzeczy przenieść na statki, aby wyruszyć natychmiast po ustaniu niekorzystnego wiatru. Pliniusz okazał niezwykle opanowanie i spokój, dodając otuchy przerażonemu przyjacielowi.

Tymczasem u szczytu Wezuwiusza w kilku miejscach pojawiły się szerokie płomienie i wysoki ogień, którego blask i jasność spotęgowane były ciemnością nocy. Ciemność panowała tu jeszcze wtedy, gdy gdzie indziej był już jasny dzień. Niewiele pomagały liczne pochodnie. Postanowiono iść w stronę wybrzeża i przekonać się, czy droga morska nadaje się do podróży. Pliniusz położył się na rozpostartym płótnie, pijąc kilkakrotnie zimną wodę. Groźące płomienie i zapach siarki, które innych zmuszały do ucieczki, zaniepokoiły w końcu także i jego. Przy czym siły zaczęły go opuszczać. Wsparty na dwóch służących podniósł się, zaraz jednak upadł na ziemię. Zabójcze wyziewy zaatakowały drogi oddechowe utrudniając mu oddychanie. Gdy wreszcie zrobiło się jasno, okazało się, że Pliniusz już nie żył, chociaż wyglądał raczej na pogrążonego w głębokim śnie.

W tym czasie Pliniusz Młodszy wraz ze swoją matką, po nocy, w czasie której nastąpiło takie trzęsienie ziemi, że „wydawało się, iż wszystko nie tylko się trzęsie, ale po prostu się przewraca”, zdecydowali się na ucieczkę ze swego domu w Misenum. Nie było to jednak łatwe. Wśród ludności

okolic Wezuwiusza powstała panika. Była godzina 7 rano, dzień jednak nie chciał się zaczynać, a światło było bardzo słabe. Wszystkie domy w sąsiedztwie były już poważnie uszkodzone i groziły zawaleniem. Tłumy uciekinierów zapełniały drogi. Uciekający ludzie jako ochronę przeciw spadającym kamieniom nałożyli poduszki na głowy, przewijając je

62

chustkami. Wóz, który przygotowano do ucieczki dla rodziny Pli-niuszów, był podrzucany przez wstrząsy ziemi:

„Nasze wozy, znajdujące się na zupełnie równym gruncie, rzucało z boku na bok; nawet podkładając kamienie nie można było utrzymać ich na jednym miejscu. Widzieliśmy jak morze oddala się od brzegu. Ziemia, wstrząsając się, jak gdyby odpychała je od siebie. Ono cofało się; na piasku leżało dużo zwierząt morskich. Z drugiej strony (tj. od strony Wezuwiusza) w czarnej, strasznej chmurze, to tu, to tam, zapalały się i przebiegały ogniste zygzaki i rozszczepiały ją długie smugi ognia, podobne do błyskawic, ale większe... Chmura ta poczęła opadać ku ziemi, pokryła morze, opasała wyspę Capri i zasłoniła ją, sprawiła, iż nie było widać przylądka Misenum. Zaczął padać popiół, na razie jeszcze rzadki; obejrzawszy się spostrzegłem, że ogarnia nas ciemność, nie taka jak w bezksiężycową czy pochmurną noc, lecz taka, jaka bywa w zamkniętym pomieszczeniu, gdy wygaszono ogień. Słychać było zawodzenie kobiet, pisk dzieci i krzyki mężczyzn. Jedni wzywali rodziców, drudzy — dzieci, inni — żony lub mężów, usiłując rozpoznać ich po rozlegających się wołaniach; jedni oplakiwali swą zagładę, inni zagładę swych bliskich; niektórzy w strachu przed cierpieniami błagali o nagłą śmierć; wielu wznosiło ręce do bogów, ale większość utrzymywała, że bogów już nigdzie nie ma i że dla świata nastąpi ostatnia, wieczysta noc. Nie brakło takich, którzy strasznymi fantazjami powiększali rozmiary istotnego niebezpieczeństwa. Opowiadali oni, że w Misenum to, co nie runęło, stoi w ogniu; była to nieprawda, ale wierzono im. Przejaśniło się nieco, nie było to jednak światło dzienne; zbliżał się ku nam ogień. Zatrzymał się w oddali i znowu zapanowały ciemności; posypał się rzęśisty, ciężki deszcz popiołu. Przez cały czas wstawaliśmy i otrząsaliśmy się zeń, gdyż inaczej zmiażdżyłby nas jego ciężar... W końcu mrok zaczął się rozpraszać, przekształcając się jak gdyby w dym, czy też mgłę; wkrótce zaświeciło słońce, lecz było ono żółtawe i bez blasku, jak podczas zaćmienia. Oczom drżących jeszcze ludzi ukazał się widok całkowicie zmieniony: wszystko było zasypane, jak śniegiem, grubą warstwą popiołu”.

Pompeja była niewielkim miastem, liczącym około dwadzieścia tysięcy mieszkańców. Wzdłuż brzegu i na stokach Wezuwiusza rozrzucone były wśród winnic wille bogatych Rzymian. W Pompei miał swoją willę również sławny prawnik, mówca i pisarz Cicero.

Pompeja nie została zalana lawą ani nie spłonęła od żaru erupcji Wezuwiusza, jak początkowo sądzono po spalonych domach i ich wnętrzach. Stwierdzone pożary powstały przypadkowo od pozostawionych pieców lub lamp, które przy silnym trzęsieniu

63

Zastygła lawa i luźne bloki na zboczu Wezuwiusza (fot. W. Goetel)

ziemi mogły zapalić łatwo palne przedmioty. W Pompei znaleziono zwęglone tylko drzewo, ziarno i pieczywo. W czasie powszechnego pożaru uległyby one całkowitemu spopieleniu. Znaleziono również nie stopiony ołów i niezmienione marmury. Miasto zostało pogrzebane pod grubą warstwą opadów wulkanicznych. Przewagę stanowiły materiały grubsze, wielkości od ziarna grochu do włoskiego orzecha; tylko z rzadka, gdzieniegdzie, padały wulkaniczne bomby, dochodzące do średnicy kilkudziesięciu centymetrów. Te materiały piroklastyczne utworzyły kilkumetrową warstwę; przeważnie osiągała ona grubość 7 m. Górną część pokrywy wulkanicznej stanowił materiał drobniejszy o charakterze popiołów (1—2 m).

Zagładzie uległo również Herkulanum, położone w odległości czterech kilometrów na północny zachód od Pompei. Pierwotnie

64

mała osada rybacka, w chwili wybuchu Wezuwiusza straciła już swój dawny charakter przez piękne wille i pałacyki, które pobudowali tam mieszkańcy Neapolu i innych bliskich miast. O bogactwie właścicieli świadczą odkopane liczne dzieła sztuki, których pełne były niektóre wille.

Herkulanum zostało pokryte kilkunastometrową warstwą błota wulkanicznego, które powstało przez zmieszanie z wodą popiołów i innych materiałów wulkanicznych. Z pobliskiego stoku Wezuwiusza zaczął spływać potworny potok, który kolejno pochłaniał domy, wille, świątynie i olbrzymi amfiteatr, wypełniając wnętrza i twardniejąc na kamień. Mieszkańcy Herkulanum widząc grożące niebezpieczeństwo pozostawili wszystko, rzucając się do ucieczki. Dzięki temu liczba ofiar, w przeciwieństwie do mieszkańców Pompei, była niewielka.

Katastrofa była powszechna. Pompeja, Herkulanum i Stabie znikły pod kilkumetrowymi warstwami popiołów wulkanicznych.

Tacyt opisując klęski, jakie spadły na Rzym za jego życia, pisze o „zawalonych i zasypanych miastach” na brzegu Kampanii.

Katastrofa, która dotknęła nieszczęsne miasta, wywarła duże wrażenie w całej Italii. Cesarz Tytus osobiście udał się na miejsce, polecając udzielić pomocy nieszczęśliwej ludności wybrzeża Kampanii, która straciła cały swój dobytek. Podczas pobytu w Pompei polecił wywieźć zwłaszcza posagi bogów i cesarzy, które nie zostały uszkodzone lub które można było odgrzebać. Usunięto wtedy wiele pięknych kolumn marmurowych, a niektórzy mieszkańcy wykopami i podziemnymi tunelami starali się dostać do wnętrza swych zniszczonych domów, by wydobyć rzeczy najbardziej wartościowe. Siady tych poszukiwań stwierdzili archeolodzy po kilkunastu wiekach.

Powołana przez cesarza Tytusa komisja senatorów dla odbudowy zniszczonych miast nawet nie rozpoczęła pracy. Ocalała ludność rozproszyła się po różnych miastach Italii.

Gdy cenniejsze przedmioty z domostw Pompei zostały przez ich mieszkańców wydobyte, 'zaprzestano dalszych poszukiwań. Miejsce kwitnącego miasta opustoszało. Powierzchniowy wulkaniczny popiół dał początek żyznej glebie, doskonałej dla winnic i sadów, które w niedługim czasie pokryły dawne miasto. Powoli zapomniano o losie Pompei, a niejasne tylko tego wspomnienie

Wulkany i człowiek — 5

65

zachowało się w nadanej temu miejscu nazwie: „La Citta” (Miasto).

Katastrofa, która dotknęła miasta Kampanii, miała bardzo doniosłe znaczenie dla poznania starożytnej kultury materialnej i pozwoliła na odtworzenie warunków życia przed blisko dwoma tysiącami lat. Prowadzone od przeszło dwustu lat wykopaliska, zwłaszcza na terenie Pompei, przynoszą z każdym rokiem nowe ciekawe odkrycia. Tylko bowiem dzięki tym wyjątkowym warunkom zachowały się tak liczne pomieszczenia z ich wnętrzami i przedmiotami codziennego użytku. Nic też dziwnego, że pewien archeolog powiedział kiedyś: „Gdyby zastosować się do życzeń archeologów, wszystkie bez wyjątku starożytne miasta powinny były zginąć pod popiołami wulkanicznymi”.

Kilkanaście wieków minęło, zanim całkiem przypadkowo natrafiono na ślady starożytnych miast, zniszczonych wybuchem Wezuwiusza. Z końcem XVI wieku na terenie dawnej Pompei sławny włoski inżynier i architekt Domenico Fontana prowadził budowę wodociągu. W czasie tych robót natrafiono na mur miejski oraz szczątki domów. Na odkrytych napisach odczytano nazwę Pompei, nie przywiązywano jednak do tego większej wagi przypuszczając, że natrafiono na resztki willi Pompejusza, przeciwnika Cezara.

Dopiero w sto kilkadziesiąt lat później we wsi Resina, zbudowanej nad Herkulanum, natrafiono w czasie głębenia studni na płyty i kolumny marmurowe, które sprzedawano neapolitańskim kamieniarzom. Od czasu do czasu znajdowano rzeźby o dużej wartości artystycznej, a wreszcie natrafiono na tablicę z napisem, z którego wynikało, że znaleziska pochodzą ze starożytnego Herkulanum.

Do dzisiaj około 3/5 Pompei zostało odkopane. W przeciwieństwie do prac w ubiegłym stuleciu, kiedy wiele przedmiotów uległo zniszczeniu wskutek nieostrożnego postępowania, obecnie prace wykopaliskowe prowadzi się bardzo starannie.

W Herkulanum sytuacja wygląda inaczej. Masy bowiem szlamu wulkanicznego utworzyły zbitą tufową skałę, przez co prace wykopaliskowe są bardzo utrudnione. Mogą być one prowadzone tylko poprzez sztolnie i szyby, ponieważ teren ten jest zabudowany i zamieszany.

Nowsze wybuchy Wezuwiusza. W drugim okresie działalności wulkanicznej Wezuwiusza, obejmującej okres od roku 79 do 1631, wybuchy Wezuwiusza miały przeważnie charakter eksplozywny, w czasie których wyrzucane były popioły i inne materiały piro-klastyczne. W okresie tym zanotowano wybuchy w latach 202, 472, 512, 685, 993, 1036, 1049, 1139, 1500 i 1568.

Za największy spośród nich uważa się wybuch w roku 472, o silnych eksplozjach i detonacjach; wulkaniczne popioły zostały wtedy zaniesione aż do Konstantynopola. Podobnie w roku 512 popioły Wezuwiusza dosięgały Trypolis. Czy prócz tego nastąpił wylew lawy, czy też zniszczenia okolicy zostały wywołane gorącymi lawinami materiału wulkanicznego, nie da się dzisiaj z całą pewnością stwierdzić.

Nowy okres aktywności Wezuwiusza rozpoczął się wielkim wybuchem w roku 1631. Sześćdziesiąt okolicznych miejscowości zostało zalanych lawą, dziesięć — potokami wulkanicznego mułu, osiem — przysypanych popiołami i kamieniami. Około 4000 osób straciło życie. Szczyt Wezuwiusza uległ obniżeniu o 170 metrów.

Silne eksplozje zanotowano również w latach 1765—67, 1779, 1822, 1872. W roku 1779 popioły i bomby wulkaniczne spadły na miejscowość Ottaviano. W roku 1794 nastąpiło trzęsienie ziemi, po którym w dolnej części stożka Wezuwiusza utworzyła się szczelina, z której wypłynęły potoki lawowe zalewając Torre del Greco. W czasie wybuchu w roku 1822 spadły bardzo obfite opady popiołów. Duże zniszczenia wywołały spływające potoki mułów wulkanicznych. Obniżenie góry osiągnęło dwieście metrów.

W okresie spokoju wydzielala się tylko para wodna z dwutlenkiem siarki i chlorowodorem.

Po wielkim wybuchu w roku 1872 Wezuwiusz uspokoił się prawie całkowicie. Obserwować można było tylko działalność sol-fatarową, to jest wydzielanie się par siarki. Zagłębienie kraterowe na szczycie miało wygląd szerokiego i głębokiego kotła o średnicy kilkuset metrów. Pary siarkowe wydzielaly się nie tylko z głębi, lecz i bocznych ścian wewnętrznych. Ściany krateru miały różną barwę; na tle ciemnych skał występowały żółte partie pokryte kryształkami siarki, w innych miejscach, na powierzchni — czerwone naloty chlorku żelaza, gdzie indziej wreszcie była barwa biała od wydzielonej soli kamiennej.

67

W roku 1903, a więc na trzy lata przed nowym wielkim wybuchem, aktywność Wezuwiusza była bardzo słaba. W krótkich okresach, często tylko pięciominutowych, następowały małe erupcje. Z głębi, na wysokość ponad stu metrów, wydobywały się ciemne dymy oraz kawałki lawy i kamienie, które częściowo spadały na zewnętrzny brzeg krateru tak, że przebywanie tam nie było zupełnie bezpieczne. Kształt czeluści kraterowej zmienił się wyraźnie. Na jej dnie znajdowały się szczeliny, z których wydobywały się dymy. Cały stożek popiołowy przyjął bardziej stromą formę i osiągnął znaczniejszą wysokość w porównaniu ze stanem sprzed trzydziestu lat.

W roku 1905 wypływająca lawa przerwała w różnych miejscach stożek popiołowy w odległości od 100 do 200 m poniżej brzegów krateru i płynęła długimi ognistymi strumieniami po zboczu w stronę Atrium. Widok jak gdyby płonącego krateru był wspaniały, zwłaszcza w nocy.

Dokładny opis wielkiego wybuchu w roku 1906 podał wulka-nolog Wilhelm Meyer, który w tym czasie prowadził badania na Wezuwiuszu.

Początkowo wydłużony ognisty język lawy posuwał się bardzo powoli i można było się zbliżyć do niego na odległość kilku metrów. Na powierzchni ognistego potoku, a także u jego czoła, nagromadzone były ciemne żużle, które załamywały się dopiero pod napierającą masą ognistą. Rozżarzone, ciemnoczerwone bryły skalne odrywały się od posuwającego się potoku lawowego, tocząc się nieraz aż pod stopy obserwatora. Płonący potok przypominał czynną hutę.

Wulkaniczna aktywność Wezuwiusza wzmagała się. Z Capri można było obserwować wysokie słupy dymu, które pędzone w stronę Neapolu wywoływały tam deszcze popiołów. Niespodziewanie po drugiej stronie stożka Wezuwiusza, w kierunku Torre Annunziata i Pompei, z otwartych szczelin zaczęły wypływać strumienie lawy, dochodząc do winnic wyżej położonych. Ponieważ wybuchy

Wezuwiusza były coraz potężniejsze, zebrała się 150-osobowa grupa mieszkańców Capri i podpłynęła nocą w kierunku wybuchającego wulkanu, ażeby je obserwować bezpośrednio. Właśnie tej nocy, z 7 na 8 kwietnia, nastąpiła wielka katastrofa, którą tylko ta grupa i nieliczni mieszkańcy Pompei mogli

68

obserwować. Cała bowiem okolica w kierunku Neapolu została pokryta gęstym deszczem popiołów, a spływające po drugiej stronie potoki lawowe zmusiły wszystkich mieszkańców do szybkiej ucieczki.

Zamówiony statek odpłynął koło godziny 9 wieczór z Capri, zbliżając się w stronę ziejącej ogniem góry, która w tym czasie rozwinęła straszną działalność. Wśród potężnych, wysokich na tysiące metrów chmur dymu wylatywały rozżarzone bomby wulkaniczne aż do wysokości 800 m. Spadając na ziemię staczały się po stokach stożka, który w górnej swej części był całkiem nimi pokryty i wydawał się rozżarzony do czerwoności. Chmury dymu przerywały stale błyskawice, oświetlając je niebieskim i żółtawym blaskiem, gdy tymczasem wybuchy były barwy ciemnoczerwonej.

Z prawej strony góra wydawała się pękać na dwie części. Szeroki strumień lawy, który dalej rozdzielił się na liczne mniejsze ramiona, płynął w stronę Bosco tre Case i Pompei.

Nagle obserwatorzy zebrani na statku zauważyli, jak stożek Wezuwiusza poniżej około 600 m od brzegów krateru otworzył się nagle i wypłynął z niego olbrzymi strumień białą żarzącej się ciekłej masy, a za nim liczne wielkie kamienie i kawałki lawy wyleciały na wszystkie strony ze straszną siłą. Płomień lawy spłynął w dół po zboczu gwałtownie jak ognisty wodospad, a żarzące się bloki tocząc się spadały coraz niżej.

Był to widok wspaniały i zarazem groźny. Prędkość posuwającego się strumienia ognia dopiero dalej nieco malała. Od czasu do czasu ciemno żarzący się potoczek ognistego jęzora zabłysnął jaśniej: to strumień lawy pochłonął dom lub winnicę. Jak można było później się przekonać, z góry wypłynęły olbrzymie ilości lawy. W górnej swej części potok lawy wykazywał szerokość prawie 4 m, poniżej rozdzielił się na cztery mniejsze jęzory. Lawa wydzielała wielkie ilości pary wodnej i dymu, pokrywając nimi całą okolice. Wkrótce nie było już miejsca, skąd można by jeszcze zobaczyć Wezuwiusz. Tylko gwałtowne przesuwanie kłębiących się chmur zabarwionych jasnoczerwono wskazywało, że trwa erupcja o nie zmniejszonej sile. Potoki lawowe, spływające w kierunku południowym, zatrzymały się niedaleko Pompei i Tor-re Annunziata.

69

Największe napięcie wybuchów nastąpiło pomiędzy godziną 1—2 w nocy. W tym czasie obserwowano eksplozje, wyrzucające płonące masy znacznie wyżej niż wszystkie poprzednie. Wkrótce potem zapanował stosunkowy spokój, a jedynie chmury dymów wznoszących się do niebywałej wysokości świadczyły o potędze zjawiska. Według pomiarów Meyera osiągnęły one wysokość 13 kilometrów.

Główne spustoszenia wywołały deszcze popiołów poza kolistym murem Monte Somma, gdzie najmniej spodziewano się nieszczęścia. Miejscowości położone u północnego zbocza: Somma, Ottaviano, San Giuseppe przez kilka godzin były zasypywane gorącym popiołem, a następnie rozżarzonymi kamieniami. W San Giuseppe zawalił się dach kościoła, grzebiąc ponad setkę zgromadzonych ludzi. Utworzona warstwa popiołów i lapilli dochodziła do jednego metra.

Ottaviano, które przedtem liczyło 15 tysięcy mieszkańców, stało się nową Pompeją.

Po tym wielkim wybuchu Wezuwiusz zmienił wyraźnie swój kształt. Uległ on obniżeniu o 100 m. Poprzednio wysokość jego wynosiła 1335 m, po wybuchu tylko 1232 m. Otwór krateru, mający przed wybuchem średnicę około 60 m, rozszerzył się do 650 m. Również i głębokość krateru uległa znacznemu zwiększeniu dochodząc do 300 m.

Po roku 1906 osłabła działalność Wezuwiusza. Przez kilkanaście następnych lat obserwować można było narastanie i podwyższanie szczytu.

W latach 1927—1929 nastąpiły wylewy lawy w kierunku wschodnim.

Ostatni wielki wybuch Wezuwiusza nastąpił w roku 1944. W połowie marca tego roku dały się odczuć w sąsiedztwie góry drżenia i wstrząsy podziemne. Dnia 18 marca w godzinach popołudniowych szczelinami z dna krateru zaczęła się wydobywać lawa i po wypłynięciu poprzez

jego brzegi stoczyła się po zboczach góry. Gdy noc zapadła, niezapomniany widok ukazał się mieszkańcom pobliskiego miasteczka San Sebastiano. Szczyt Wezuwiusza jak gdyby płonął potężnym ogniem, a stoki góry rozświetlały dziesiątki ognisk rozżarzonej lawy. Wysoko rozszalała się potężna burza elektryczna, dająca niezwykle efekty świetlne.

Ten spokojny przebieg trwał niedługo. 20 marca po południu

70

Potężny wybuch Wezuwiusza w marcu 1944 r.

wzmogła się aktywność Wezuwiusza. Wśród gwałtownych eksplozji wylatywały w górę bloki i okruchy lawy, a popioły w postaci gęstych chmur unosiły się wysoko. Lawa płynęła dalej, poprzez pola, winnice i osiedla, które w panicznej ucieczce porzucali przerażeni mieszkańcy. Grubość lawy dochodziła do 10 m, a szerokość osiągnęła 200 m.

Rozpalona lawa miała odcień pomarańczowozłocisty. Ciemniejsze partie o niższej temperaturze falowały, przesuając się z miejsca na miejsce. Drzewa, które napotkał potok lawowy, zapalały się od gorąca jak pochodnie. Z trzaskiem przewalały się różnej wielkości bloki skalne, staczając się gwałtownie po bardziej stromych zboczach.

Prędkość posuwającej się lawy było rozmaite. Na ogół oceniano ją na 4 metry na minutę. W niektórych miejscach spływała szybciej, gdzie indziej zaś jak gdyby ociągała się, by znowu gwałtownie przewalić się przez wzniesienie terenu w dolinę. Stopniowo rozżarzony strumień rozlewał się po dolinie, docierając do pierwszych domów San Sebastiano.

Ponieważ w niektórych domach pozostali jeszcze nieliczni mieszkańcy, wydano rozkaz, by przeprowadzić kontrolę zagrożonych mieszkań i przewieźć resztę ludności w bezpieczne miejsca. Był to już ostatni moment. W czasie tej akcji niektóre mieszkania były pełne dymów od zbliżającego się potoku lawy. Gdy lawa natrafiła na studnię, wypełniała ją szybko i doprowadzała znajdującą się wodę do wrzenia. Następowala gwałtowna eksplozja, przypominająca wybuch gejzeru, który gwałtownie przedzierał się przez skorupę lawową.

Wezuwiusz stał bezpośrednio na drodze, którą sprzymierzone wojska wypierające cofających się Włochów i Niemców posuwały się do Neapolu. W czasie opisywanej gwałtownej erupcji Wezuwiusz i najbliższe okolice zostały już zdobyte, dzięki czemu korespondenci wojenni, którzy byli świadkami niezwykłego zjawiska, mogli drogą radiową z San Sebastiano informować Londyn i Nowy Jork o jego przebiegu.

21 marca władze wojskowe musiały zarządzić ewakuację ludności, którą na samochodach przewieziono do Neapolu, Santa Anastasia i Aversa. Z Wezuwiusza wypływała bez przerwy lawa

72

w postaci rozgałęzionego potoku, przypominającego drapieżną łapę lwa, który nieubłaganie zbliżał się do miasteczka.

U stóp Wezuwiusza znajdowało się wojskowe lotnisko, które wskutek erupcji wymagało ciągłych napraw. Niespodziewane, gwałtowne opady gorących popiołów wulkanicznych uszkodziły samoloty, które nie zdążyły opuścić zagrożonego lotniska.

Jedynym człowiekiem, który nie pozwolił się ewakuować, był profesor Giuseppe Imbo, dyrektor obserwatorium wulkanologicznego na Wezuwiuszu. Podczas czterech najgroźniejszych dni profesor nie opuszczał obserwatorium, śledząc przebieg wybuchu, kontrolując sejsmograf i prowadząc notatki, lub też wspinał się na zbocze góry, aby zmierzyć temperaturę lawy i obserwować spływające w dół potoki. Dopiero gdy prędkość potoku lawowego zmniejszyła się, opuścił swój naukowy posterunek, aby powiadomić władze wojskowe, że ewakuację można już odwołać.

Nowe interesujące osiągnięcia badań wybuchów Wezuwiusza zapoczątkowała szwedzka oceanograficzna wyprawa „Albatrossa”. Zebrane próbki rdzeniowe przyniosły bardzo wiele cennych i zupełnie nowych materiałów. Stało się to możliwe dzięki zastosowa-

Przekrój przez Morze Tyrreńskie na podstawie wyników badań uzyskanych przez szwedzką wyprawę oceanograficzną „Albatrossa” (1947—1948)

74

niu nowego typu sondy Kullenberga pozwalającej na pobieranie próbek 15-metrowych. Badania przeprowadzone na Morzu Tyrreńskim, pomiędzy Sycylią a przeciwległym brzegiem Półwyspu Apenińskiego, wykazały obecność różnowiekowych osadów popiołów wulkanicznych, ułożonych naprzemianlegle z luźnymi skałami osadowymi.

ETNA

Największym i najwyższym wśród wulkanów europejskich jest Etna, zwana często przez ludność okoliczną Mongibello lub po prostu La Montagna. Wysoki na 3280 m szczyt jest stale pokryty śniegiem. Stożkowa góra o łagodnych zboczach wznosi się nad otoczeniem na wysokość 2800 m; średnica podnóża wynosi 40 km, a obwód dochodzi do 150 km. Etna leży na wschodnim wybrzeżu Sycylii, niedaleko miasta Katanii, które zostało na nowo zbudowane po strasznym trzęsieniu ziemi w roku 1693. Miasto to nieraz odczuło skutki sąsiedztwa groźnego olbrzyma.

O wybuchach Etny znaleźć można liczne wzmianki u klasycznych autorów. Znany grecki historyk Tucydides (460—400 p.n.e.)

Wydobywające się pary z kraterów Etny

75

Wybuchy Etny i potoki lawowe: w 1971 r. (czarne) oraz w l. 1928 i 1950—51

Mechanizm wybuchu Etny w 1971 r.

A — magma w środkowym kanale wulkanu; B — zestalona lava 1 tufy wulkaniczne; C — kanał półn.-wschodniego krateru; 1—3 — zachodnie potoki lawowe, 4—9 — wschodnie potoki lawowe, 5—8 — odnogi dużego podziemnego potoku lawowego w miejscach wypływu na powierzchnię, 9 — miejsce wypływu na powierzchnię dużego potoku lawowego

76

podaje, że przed wojną peloponeską były trzy wybuchy (w latach 734, 477 i 425 p.n.e.). Według Diodorusa Siculusa, żyjącego za czasów Juliusza Cezara i cesarza Oktawiana, następny wybuch nastąpił w roku 396 p.n.e. Armia kartagińska, maszerująca w stronę Syrakuz, została zatrzymana przez spływający ze zbocza Etny potok lawowy. Od najdawniejszych czasów ta najwyższa na obszarze Morza Śródziemnego góra była przedmiotem legend. Starożytni Grecy wierzyli, że tą skałą gromowładny Zeus zgniótł olbrzyma Tyfona. Wnętrze Etny, nieraz drżące i groźnie pomrukuje, miało być kuźnią Hefajstosa i cyklopów.

Etna jest wulkanem powstałym w trzeciorzędzie i czynnym do dnia dzisiejszego. Powstał on na dnie zatoki morskiej przechodząc z kolei w stadium wyspy wulkanicznej, a wreszcie wysokiego wulkanu lądowego. Z krateru znajdującego się na szczycie wydobywają się pary i gazy, a w czasie erupcji wyrzucane są bomby wulkaniczne i popioły. Rzadko jednak, zwłaszcza w czasach nowszych, lava wypływa ze szczytu góry. Zwykle wylewa się powstałymi na zboczach góry szczelinami, tworząc liczne kratery boczne, zwane także pasożytniczymi. Nieraz stanowią one wzniesienia górujące nad otoczeniem. Przed okresami wzmózonej działalności wulkanicznej wydziela się obficie para, również cały szczyt góry wieńczy potężne pióropusze pary wodnej i gazów wulkanicznych.

Wiadomości o Etnie i jej wybuchach znajdujemy również u wielu pisarzy średniowiecza, m. in. u Dantego i Petrarki. Podczas wybuchu w roku 1169 około 15 000 mieszkańców Katanii zginęło pod jej gruzami. W czasie wybuchu w roku 1329 przez zawalenie się dawnej krawędzi krateru powstała szczelina, która podczas następnych wybuchów rozszerzyła się do dzisiejszej doliny Val de Bove. Równocześnie utworzyły się nowe boczne kratery. Wybuch w roku 1381 ponownie zagroził Katanii. Wielkie spustoszenia i 20 000 ofiar w ludziach przyniósł wybuch w roku 1669, należący do największych wybuchów nowszych czasów. Zachowane zapiski podają, że szczyt góry otaczały gęste chmury, a z krateru, który w nocy żarzył się i płonął czerwonym światłem, wyrzucane były rozżarzone popioły, wznosząc się na znaczną wysokość. Podziemnym wstrząsom i detonacjom towarzyszyło trzęsienie ziemi, wzbudzając trwogę wśród okolicznej ludności. Mieszkań-

77

cy odległego o 20 km od Etny miasta Nicolosi rzucili się do panicznej ucieczki, by nie zagrzebały ich walące się domy. Współczesne opisy podają, że drzewa, domy i kościoły chwiały się jak statki na morzu. Według relacji przyrodnika Borelli, na zboczu góry, powyżej Nicolosi, utworzyła się olbrzymia szczelina długości 20 km, z której wydobywała się lawa i płomień. Przez dwa tygodnie spływały potoki płynnej lawy, niszcząc kilkanaście miasteczek i wsi. Katania była otoczona murem wysokim na dwadzieścia metrów. Nie stanowiło to jednak dostatecznej zapory dla gromadzącej się pod murami miasta lawy, która wreszcie przedarła się przez nie niszcząc część miasta i niosąc śmierć jego mieszkańcom.

Nieszczęśliwi katańczycy podjęli próby ratowania swego miasta. Postanowiono zamknąć i zamurować niektóre ulice blokami skalnymi i ochronić się w ten sposób przed napierającym potokiem lawowym, którego wysokość dochodziła do piętnastu metrów. Gdy to zawiodło i nieubłagany, śmierć niosący potok lawy wdzierał się dalej, jeden z mieszkańców, niejaki Pappalardo, wystąpił z nowym projektem, który miał od miasta odsunąć grożące niebezpieczeństwo. Uzbrojeni w kilofy, młoty i łopaty, ubrani w namoczone wodą futra dla ochrony przed gorącem, wyruszyli nocą pod przewodnictwem Pappalarda zwolennicy jego pomysłu. W odpowiednio wybranym miejscu postanowiono zastygłą i nieruchomą ścianę czoła potoku lawowego rozbić i rozerwać, by w ten sposób dać ujście ciekłej lawie. Miejsce zostało tak wybrane, by potok lawowy skierował się w bok, omijając centrum miasta. Według zachowanych relacji, po ciężkiej pracy udało się rozerwać i usunąć skamieniałą ścianę, hamującą wypływ lawy. Ogni-stoplyna lawa miała wytrysnąć tak gwałtownie, że najbliższej stojący ponieśli śmierć wskutek spalania lub poparzenia.

Przyjmując nawet wiarogodność powyższej relacji trudno uwierzyć, by mogło to mieć większe znaczenie. Uwolniony bowiem w ten sposób potok lawowy stanowił tylko niezmiernie drobną część masy lawowej, która zasilana nowymi wypływami z głębi wulkanu, z różną prędkością w różnych miejscach, stale parła naprzód. Tylko zakończenie erupcji wulkanu mogło zatrzymać potoki lawowe.

Trzy i pół miesiąca trwała ta potężna działalność Etny, po czym znowu na dłuższy okres zapanował spokój. Jedynie

78

w powstałych szczelinach i zagłębieniach długo trwała ożywiona działalność fumarolowa, dzięki której osadziły się znaczne ilości salmiaku (chlorku amonowego), stanowiącego przedmiot lokalnej eksploatacji i handlu.

Późniejsze wybuchy Etny nastąpiły w latach: 1766, 1787, 1809, 1811, 1830, 1832, 1868, 1879, 1892. Popioły z wybuchu w roku 1830 opadły niedaleko Rzymu. Wybuch w roku 1832 zniszczył miasto Brante.

W obecnym wieku silniejsze wybuchy zanotowano w latach: 1908 (na kilka miesięcy przed strasznym trzęsieniem ziemi, które zniszczyło całkowicie Messynę, przynosząc śmierć 84 000 mieszkańcom), 1910, 1911, 1918, 1923, 1928, 1947, 1951, 1960 i 1973.

W czasie wybuchu w roku 1928 linia kolejowa Messyna-Katania została zablokowana przez potoki lawy szerokości ponad trzydzieści metrów, wypływającej z krateru. Przeciętna szybkość lawy wynosiła kilka metrów na minutę. Komunikacja między Katanią a Messyną została przerwana. 7 listopada lawa dotarła do morza. Miasto Mascati zostało zmiecione z powierzchni ziemi, a miasteczko Nunziata prawie całkowicie zburzone.

Również bardzo wielkie straty poniosły okoliczne osiedla w czasie wybuchu w roku 1947. Na szczęście ofiar w ludziach nie było, ponieważ zagrożone miejsca zostały na czas ewakuowane. Dalsze większe wybuchy nastąpiły w latach 1951 i 1960. Były to głównie wypływy lawowe, podobnie jak w czasie dawniejszych wybuchów; towarzyszyły im również erupcje o charakterze eks-plozywnym.

Mimo wielkich zniszczeń jakie niesie Etna, Sycylijczycy lgną do urodzajnych stoków tej groźnej góry i po każdym wybuchu w niedługim czasie na nowo zakładają winnice i budują domy.

Wulkaniczna gleba jest bardzo urodzajna i daje bogate zbiory.

W roku 1880 zbudowano na południowym zboczu Etny, na wysokości 2765 m, obserwatorium

wulkanologiczne. W budynku założono centralne ogrzewanie, korzystając z ciepła wulkanu. Niedaleko głównego krateru w szczelinach wydzielających parę wodną założono rury, którymi doprowadza się ją do budynku obserwatorium. Kontrolny system, zaopatrzone w manometry i sygnały alarmowe, pozwala na ostrzeżenie okolicznej ludności w przypadku wzmożonej aktywności wulkanu.

79

LAKI

Największy wybuch wulkanu Laki leżącego w południowej Islandii nastąpił za czasów historycznych w roku 1783. Na południe od lodowca Skaptar w pobliżu wulkanu Laki otworzyła się w ziemi szczelina długości 24 km, z której wylały się olbrzymie masy ruchliwej lawy. Lawa wypływała najpierw z zachodniej części szczeliny, później ze wschodniej. Wzdłuż szczeliny zostało usypanych 34 większych i 60 mniejszych stożków wulkanicznych. Największy ma wysokość 150 m, przeważnie jednak są to wzniesienia kilkumetrowe. Lawa płynęła w stronę wybrzeża dwoma wielkimi potokami, które osiągnęły długość 80 i 45 km. Średnia grubość tych potoków wynosiła 30 m, nieraz jednak przekraczała 50 metrów.

Według współczesnych opisów 1 czerwca 1783 roku nadbrzeżny pas południowej Islandii nawiedziło trzęsienie ziemi, które z małymi przerwami trwało cały tydzień. Od strony północnej niebo pokryły czarne nieprzenikliwe chmury, w znacznych ilościach zaczęły spadać popioły wulkaniczne. Z daleka widoczne były, zwłaszcza w nocy, wznoszące się słupy ognia. Przerażenie ogarnęło mieszkańców nadmorskich osiedli, gdy nagle, w szerokiej ponad sto metrów rzece Skapta, zniknęła woda. Głębokie, o charakterze kanionu, łożysko rzeczne zostało wypełnione lawą, która spływała w dół rzeki. Coraz większe ilości lawy wypływały z olbrzymiej szczeliny i w niedługim czasie przelały się na pola leżące po obu stronach. Postęp potoku lawowego został na krótko zatrzymany, kiedy natrafił on na jezioro leżące w biegu rzeki. Wkrótce jednak całe jezioro zajęte zostało przez lawę, woda spłynęła w dół rzeki, częściowo przechodząc w parę wskutek zetknięcia się z gorącą lawą. Z głębi wypływały ciągle nowe masy ciekłej lawy, która zasilala dawny potok lub tworzyła nowe odnogi.

Prędkość potoków lawy była różna w zależności od ukształtowania terenu. Na płaskim terenie lawa rozlewała się powoli, w miejscach silniej nachylonych posuwała się szybko spadając nieraz płomiennymi kaskadami.

13 czerwca ukazały się nad szczeliną z daleka widoczne słupy ognia. Ze szczeliny wylał się drugi potężny potok lawy rozlewając się szeroko. 18 czerwca nastąpiły znowu trzęsienia ziemi i nowe

wylewy. Wody rzeki Skapty wykazywały podwyższoną temperaturę wskutek stykania się z lawą. Padające deszcze zmieszane z pyłem wulkanicznym oraz pędzone wiatrem duszące wyziewy wulkaniczne powiększały panikę wśród uciekających mieszkańców.

Z końcem lipca, gdy ludność zaczęła powoli przychodzić do siebie po tych strasznych przeżyciach, we wzmożonej formie powtórzyły się trzęsienia ziemi. Po ukazaniu się wielkich słupów ognia zwiększyły się wylewy lawy. Nowy potok lawy objął wschodnią część doliny Hverfi. Potężne słupy ognia wzbijały się wysoko jeszcze w październiku.

Badacz wulkanów islandzkich Thoroddsen wykazał, że kratery wzdłuż szczeliny Skaptar utworzyły się w miejscu starej szczeliny, z której pięćset lat wcześniej, niedługo po osiedleniu się pierwszych mieszkańców na wyspie, nastąpiły podobne, chociaż mniejsze wypływy lawy. Podobne szczeliny usiane kraterami nie są w Islandii rzadkością. Należy do nich pięknie zachowana szczelina Eldgja. Wypływy lawy trwały, z krótkimi przerwami, dwa lata. Lawa pokryła obszar o powierzchni 565 km²; objętość jej, obliczana na ponad 12 km³, mogłaby utworzyć najwyższy alpejski masyw Mont Blanc.

Szkody wyrządzone przez te potężne wylewy lawy były olbrzymie. Niemało szkód przyniosły wybuchy popiołów i trujące wyziewy wulkaniczne oraz powodzie. Popioły pokryły całą wyspę oraz wielkie obszary morza. Opadające popioły zniszczyły plony na bardzo wielkich przestrzeniach. Przez zniszczenie łąk brakło paszy dla owiec, koni i bydła, wśród ludności zaczął się szerzyć głód.

Popioły dotarły aż do Szkocji, gdzie również zanotowano szkody w płonach. Delikatny pył wulkaniczny unosił się miesiącami nad Islandią. Dalsze zniszczenie roślin uprawnych przyniosły trujące wyziewy wulkaniczne, przenoszone na dalekie przestrzenie. Obecność ich stwierdzono aż w Holandii, odległej o prawie dwa tysiące kilometrów. Wskutek nagłego stopienia śniegów i lodów oraz zatrzymania przez lawy biegu rzek powstały olbrzymie powodzie. Duże masy wód zalały okoliczne miasteczka, wsie i pola uprawne.

Była to prawdziwa klęska narodowa Islandii. Blisko dzie-

Wulkany i człowiek — 6 Q1

f

się tysięcy mieszkańców wyspy, tj. 1/5 jej ludności, zginęła, znajdując śmierć w czasie wybuchów lub później z chorób i wycieńczenia. Padło 4/5 owiec (ponad 190 000 sztuk), 3/4 koni (28 000) i więcej niż połowa bydła (ponad 11 000).

KRAKATAU

W nowszych czasach niewątpliwie największym i najgwałtowniej-szym wybuchem wulkanicznym był w roku 1883 wybuch Krakatau. Wulkan ten, zwany również Krakatoa — „Milcząca Góra”, znajdował się na jednej z małych wysepek w Cieśninie Sundaj-skiej pomiędzy południowo-wschodnią częścią Sumatry a Jawą. Ta mało znana i niemal nie zamieszkała wysepka wulkaniczna, o powierzchni 30 km², leży w indonezyjskim pasie wulkanicznym, związanym z zaburzeniami tektonicznymi.

Według Verbeeka i innych wulkanologów pierwotnie wznosił się tu stożek zbudowany z wulkanicznych skał andezytowych, wysoki co najmniej na 2000 m. Wskutek jakiejś starej potężnej

Diagram blokowy przedstawiający historię wulkanu Krakatau:

a), b), c), d) przed wybuchem i e) wulkan po wybuchu

82

a

PnZ

Rakata

Pd W

a)

PnZ

Rakata

Pd W

Ver!aten

b)

vr

Profil Krakatau:

a) przed wybuchem w roku 1383 i b) po wybuchu

eksplozji połączonej z zapadnięciem, utworzyła się wielka kal-dera. Nad powierzchnią morza sterczały pozostałości pierwotnego wału kraterowego w postaci trzech małych wysepek. Wskutek późniejszej działalności erupcyjnej utworzył się bazaltowy stożek Rakata, który osiągnął wysokość 800 m. Podobne mniejsze stożki zbudowane ze skał andezytowych, Danan i Perboewatan (Perbuatan), powstały w sąsiedztwie Rakata, łącząc się z nim następnie w jedną całość.

Od czasu wybuchu w latach 1680 i 1684 Krakatau, pokryty bujną roślinnością podzwrotnikową, uważano za wulkan wygasły. W roku 1883 nastąpił wybuch, w czasie którego część wyspy wyleciała dosłownie w powietrze.

Na wiosnę tego roku dały się zauważyć pierwsze sygnały ostrzegawcze w postaci trzęsień ziemi i podziemnych odgłosów. Z końcem maja mieszkańcy Batawii, stolicy sąsiedniej Jawy, wynajęli nawet statek, by z bliska przypatrzeć się spodziewanemu wybuchowi wulkanu. Stwierdzono, że stożek Perbuatan wznowił swą działalność.

Ze szczytu wulkanu unosiły się wysokie słupy pary, a silne, pochodzące z głębi detonacje wstrząsały całą wyspą. Z każdym dniem wzrastała się działalność wulkanu. Silne odgłosy słyhać

było na odległość kilkunastu, a później trzydziestu kilometrów. Wulkan wyrzucał w powietrze olbrzymie ilości pyłów wulkanicznych, które utworzyły szeroko rozpościerające się, gęste, czarne chmury. Na przestrzeni setek kilometrów zapanowała zupełna

83

ciemność. Rozgrzana w głębi woda wypędziła ku brzegom wielkie ilości ryb, na których połów wyruszyli krajowcy. Zachowało się nawet u Malajów powiedzenie: „Gdy ryba wychodzi na brzeg, Milcząca Góra ma przemówić”.

Pierwsze spostrzeżenia zawdzięczamy statkom, przepływającym w tym czasie przez Cieśninę Sundajską. Dnia 20 maja widać było wielką chmurę w postaci pinii (por. wybuch Wezuwiusza), wznoszącą się w górę z krateru Krakatau. Według przeprowadzonych pomiarów chmura osiągała wysokość 11 000 m. Mimo znacznego oddalenia od wyspy, na statek zaczął opadać pył wulkaniczny. Aż do końca sierpnia wybuchy nie były zbyt intensywne. Pewne wzmoczenie aktywności nastąpiło z końcem czerwca. Z początkiem sierpnia zaobserwowano, że na wyspie czynne były trzy kratery, wyrzucające parę i popioły. Działalność wulkaniczna wyraźnie się wzmacniała.

W połowie sierpnia mieszkańców okolicznych wysp opanowała panika. 26 sierpnia ciągle błyskawice przelatywały nad wulkanem, silne odgłosy słyhać było w Batawii, odległej o 150 km, którą jednocześnie nawiedziło trzęsienie ziemi. Następnego dnia

0 7 rano niebo tak zachmurzyło się, że nawet w Batawii trzeba było zaświecić lampy.

Ciemności zapanowały również nad cieśniną i okolicznymi miastami. Zaczął padać silny deszcz popiołów

1 nastąpiły powtarzające się wstrząsy podziemne. Bez przerwy słyhać było grzmoty, podobne do wystrzałów armatnich, oraz szczególne trzaski, prawdopodobnie wywołane ocieraniem się o siebie w powietrzu kamieni, wyrzucanych w górę i spadających na dół. Słup pary, wysokości około 30 km, wznosił się w górę i w wyższych warstwach atmosfery rozpostarł na kształt olbrzymiego baldachimu. Tę ogromną chmurę oświetlały od czasu do czasu zygzakowate błyskawice, a o zachodzie słońca wyglądała ona jak krwistoczerwona zasłona. 27 sierpnia o godzinie 10 rano ustały te oznaki zbliżającej się katastrofy. Nagle, po dwóch czy trzech wybuchach, nastąpiła straszliwa eksplozja, która oderwała dwie trzecie wyspy, wyrzucając kilka kilometrów sześciennych materiału skalnego w powietrze. Olbrzymie ilości popiołu i pumeksu pokryły znaczną przestrzeń, a w wielu miejscach tak grubą warstwą, że statki nie mogły się posuwać. Popioły i cząstki lawy spadały na pokład okrętów na Oceanie Indyjskim aż na odległość

84

Przekrój Krakatau po wybuchu w roku 1883

2000 km, a 29 sierpnia popioły spadły na statek „British Empire”, znajdujący się w odległości 2500 km od Krakatau.

Odgłos tej największej eksplozji na świecie słyhać było prawie na jednej ósmej powierzchni Ziemi. Już poprzednie grzmoty słyhać było na Sumatrze, na Jawie i na brzegach Borneo. W Achean, porcie leżącym na północnym krańcu Sumatry i odległym o 1700 km od Krakatau sądzono, że nieprzyjaciel zaatakował port i zarządzono pogotowie wojskowe dla jego obrony. W Singapur odległym o 850 km przypuszczano, że to jakiś statek, będący w niebezpieczeństwie, strzela z dział wzywając pomocy i wysłano dwa parowce na ratunek. W północnym kierunku od Krakatau, huk było słyhać w Bangkoku w Syjamie, w odległości 2740 km. W kierunku południowym odgłosy podobne do strzałów armatnich słyszano w Perth, w zachodniej Australii, w odległości 1747 km, oraz w południowej Australii, w odległości 3200 km. W stronie zachodniej grzmoty słyszano na Cejlonie, w Dutch Bay, w odległości 3230 km, i na wyspach Chagos, oddalonych o 3600 km. Na wyspie Rodriguez, odległej o 4800 km od Krakatau, usłyszano huk w cztery godziny po wybuchu, tyle bowiem czasu trzeba było, aby fala dźwiękowa przebyła przestrzeń dzielącą te wyspy.

85

Pył wulkaniczny wznosił się wysoko w powietrze. Na wysokości 30 km porwał go potężny prąd

powietrza i poniósł naokoło Ziemi, którą obiegił w ciągu trzynastu dni. Pył wulkaniczny został zanieiony z Krakatau do wschodnich i zachodnich brzegów Afryki, do Cejlonu i Indii, do Trynidadu, Panamy i Hawai. Był on przyczyną osobliwych zjawisk na niebie: w pewnych rejonach Słońce było niebieskie, w innych Księżyc przybrał barwę zieloną. Niezwykle piękne zachody słońca, które było można podziwiać przez kilka miesięcy, poczynając od końca września, spowodowane były obecnością drobnego pyłu wulkanicznego w górnych warstwach atmosfery. Dopiero po dwóch latach opadły wszystkie cząstki pyłu, pochodzące z wybuchu.

Wybuch wywołał wielkie fale na morzu. Największa z nich, powstała przy Krakatau 27 sierpnia o godzinie 10 rano, wzniosła się o 17 m ponad poziom morza przy brzegach Cieśniny Sundaj-skiej i obiegiła połowę kuli ziemskiej. Na północy dotarła ona do brzegów Anglii i Francji, na południu — do brzegów Australii i Nowej Zelandii. Zauważono ją na Hawajach, na zachodnich wybrzeżach Ameryki Północnej i Alasce. Olbrzymie fale morskie wywołały duże zniszczenie. Z powodu wybuchu i fal morskich 163 wsie uległy zupełnemu, a 112 — częściowemu zniszczeniu. Ponad 36 000 ludzi straciło życie.

Skutkiem wybuchu wynurzyły się z morza dwie nowe wyspy: Steers Island i Calmeyer Island, które później zostały zmyte przez fale morskie.

Na drugi dzień po strasznym wybuchu nastąpiło uspokojenie. Gdy rozrzedziły się chmury popiołów stwierdzono, że większa część wyspy przestała istnieć. Góra została przecięta na dwie części, odsłaniając przekrój od powierzchni morza. Na miejscu wysokiej góry powstała głębina morska, przekraczająca 300 m. Zachowała się tylko część południowa, która zwiększyła się wskutek podniesienia w tym miejscu dna morskiego. Niesłychanej siły eksplozja rozpyliła połowę wyspy, wyrzucając pyły aż do wysokości 30 km.

Ilość wyrzucanego materiału wulkanicznego ocenia się na 18 km³. Pokrył on powierzchnię ponad 800 km². Jego grubość malała w miarę oddalania się od centrum wybuchu.

Nagie, sterczące znad powierzchni wody skały wulkaniczne

86

- X« m

Narodziny nowej wyspy wulkanicznej w 1928 r.: Anak Krakatau (syn Krakatau) przez długi czas pozbawione były nawet śladów jakiegoś życia. Gdy jednak w trzy lata po wybuchu wyspę odwiedził M. Treub, dyrektor sławnego ogrodu botanicznego w Buitenzorgu na Jawie, stwierdził już obecność pewnych roślin, głównie glonów i nielicznych traw. Gdy po jedenastu latach powtórnie odwiedziono wyspę, rosły już na niej małe drzewa, których nasiona musiały zawlec ptaki.

Wyspa Krakatau stała się przedmiotem badań przyrodniczych.

87

W roku 1919 stwierdzono już obecność 272 gatunków roślinnych. Ze świata zwierzęcego stwierdzono zwłaszcza bogactwo pajaków i mrówek. Podczas jednej z naukowych wycieczek schwytano dużego pytona i 3-metrowego krokodyla. Najbardziej interesujące było stwierdzenie obecności na wyspie lądowych ślimaków; nie przypuszczano bowiem, aby mogły one przebyć drogę morską.

Dzisiaj obszar dawnego wybuchu jest pokryty bujną roślinnością podzwrotnikową.

Przed czterdziestu kilku laty rząd holenderski uznał wyspę Krakatau za park narodowy. W dalszym ciągu prowadzone są na tym terenie badania nad migracją roślin i zwierząt.

Po pięćdziesięciu kilku latach od strasznego wybuchu w roku 1883, Krakatau zaczął znowu wykazywać wznowienie działalności wulkanicznej. W roku 1928 stwierdzono pewne oznaki aktywności, a silniejszą aktywność z początkiem czerwca następnego roku; z fal morza wynurzyła się nowa dymiąca wyspa wulkaniczna, którą nazwano Anak Krakatau — dziecko Krakatau. Z początkiem sierpnia tego roku osiągnęła już wysokość ponad pięćdziesiąt metrów. 9 sierpnia niespodziewanie znikła pod falami morza, lecz już w dniu 13 sierpnia wznowiona aktywność wulkaniczna wynurzyła ją ponad poziom morza na wysokość dziesięciu metrów, wykazując

ożywioną działalność przejawiającą się wyrzucaniem popiołów, bomb wulkanicznych i dużych bloków skalnych.

MONT PELÉE

W roku 1792 zanotowano na Martynice słaby wybuch, połączony z trzęsieniem ziemi. W roku 1851 w pobliżu największego stożka wulkanicznego w północnej części wyspy, zwanej Górą Pelée (Mont Pelée lub Montagne Pelée), odczuwano zapach gazów siarkowych. W roku 1899 zauważono niewielkie ilości wydobywającej się pary, powszechnie jednak sądzono, że dawny wulkan należy uważać za wygasły.

Stoki Mt. Pelée, przecięte malowniczymi wąwozami i pokryte bujną roślinnością, oraz piękne jezioro kraterowe na szczycie góry, były ulubionym miejscem wycieczek ludności z pobliskiego nadmorskiego miasta St. Pierre.

88

Na początku roku 1902 żadne objawy nie wskazywały na grożącą katastrofę ze strony Góry Pelée. Dopiero z końcem kwietnia na szczycie Mt. Pelée zauważono słup pary i pyłów, osiągający wysokość ponad 500 m. Dały się odczuć pierwsze trzęsienia ziemi, które przerwały podmorskie kable, prowadzące do bliskich wysp z grupy Małych Antylów. Objawy te jednak nie przerażały mieszkańców St. Pierre, którzy nawet w tym czasie urządzali wycieczki na Górę Pelée, by z bliska obserwować ciekawe zjawisko. W starym kraterze wulkanu powstał mały stożek, utworzony z popiołów wulkanicznych, wyrzucanych przez wulkan.

W nocy z 30 kwietnia na 1 maja zauważono gwałtowne podniesienie się poziomu wody w jednym z potoków spływających z góry; z gęstych chmur zaczęły opadać popioły wulkaniczne.

5 maja usłyszano potężne odgłosy silnych eksplozji. Brzeg jeziora krateru Mt. Pelée został rozerwany, a wody jego zmieszane z mułem runęły zboczami w dół, niszcząc wszystko, co napotykały na swej drodze. W jednej z zalanych cukrowni poniosło śmierć dwudziestu kilku ludzi. Mulasta lawina dotarła do morza, wywołując falę, która zatopiła dwa jachty, zalewając również niżej położone ulice miasta St. Pierre.

W następnym dniu po raz pierwszy zauważono nad szczytem góry wydobywające się płomienie. Groźne pomruki i grzmoty trwały nieprzerwanie. Popioły zaczęły opadać i na dalej położone części wyspy.

W St. Pierre powstał wielki popłoch. Zamierzano uciekać do miasta Fort de France, leżącego w środkowej części wyspy. Gubernator Martyniki zapewnił jednak mieszkańców miasta, że żadne niebezpieczeństwo nie grozi ze strony wulkanu Mt. Pelée. Sam też, dla uspokojenia ludności, razem z uczonymi, którzy również zapewniali, że nie ma niebezpieczeństwa, nie opuszczał swej rezydencji w mieście.

Wypadki jednak w najbliższych godzinach potoczyły się tak szybko, że żaden z mieszkańców nie zdążył uciec z miasta. Zginęli wszyscy fatalnego ranka 8 maja 1902 roku. Gdyby nie to, że kilku mieszkańców wcześniej opuściło zagrożone miasto, nie byłoby nikogo, kto by mógł cokolwiek powiedzieć o strasznej historii zagłady i śmierci.

Późniejsze badania wykazały, że ognisty strumień, który znisz-

89

czył St. Pierre, musiał składać się z gorących i trujących gazów, które natychmiast dusiły każdego, kto je wdychał. Prawie wszystkie ofiary trzymały ręce przy ustach lub też znajdowały się w pozycji wskazującej na uduszenie.

Po strasznej detonacji przed godziną 8, chmura dymów i rozgrzanych gazów, wlokąc bloki skalne i popioły, spłynęła z Mt. Pelee z olbrzymią prędkością, którą ocenia się na 160 km/h. Siła tej lawiny była tak potężna, że wyrwała drzewa z korzeniami i przewracała ciężkie działa, niosąc zniszczenie i zagładę. Co ocalało od lawiny, zginęło od ognia, który objął całe miasto.

W przeciągu paru minut miasto uległo zupełnemu zniszczeniu, a blisko trzydzieści tysięcy mieszkańców straciło życie.

O szybkości spływającej gorącej fali gazowej świadczy relacja jednego z mieszkańców wyspy, który rankiem w dniu katastrofalnego wybuchu wracał z Fort-de-France do St. Pierre. W odległości ponad dziesięciu kilometrów od Mt. Pelee zatrzymano na chwilę dylizans, by obserwować groźny

widok wybuchającego wulkanu. Zobaczywszy nagle na szczycie góry falę ognia, która jak ognista kula zaczęła się toczyć w dół, zeskoczył wraz z jednym z towarzyszy podróży z dylizansu i niemal w ostatniej chwili, gdy fala ognia dochodziła do drogi, ukrył się w pobliskim głębokim wąwozie, co uratowało im życie. Dylizans z pozostałymi pasażerami i końmi spłonął doszczętnie.

Po wybuchu spadły na miasto obfite deszcze, pokrywając gruzy nieszczęsnego miasta grubą warstwą błota.

Wybuch wulkanu i straszną katastrofę przeczuwały wcześniej zwierzęta. Już z końcem kwietnia, kiedy pojawiły się pierwsze oznaki wznowienia działalności wulkanicznej, zaczęły one zachowywać się niespokojnie. Bydło ryczało w nocy, psy wyły, okazując niepokój i przerażenie. Dzikie zwierzęta opuściły okolice Mt. Pelee. Nawet węże, których było dużo na stokach wulkanu, gdzieś zniknęły. Ptaki przestały śpiewać i opuściły niebezpieczny teren. Wielki strach zdawał się unosić nad wyspą. Chociaż dotknął on i mieszkańców St. Pierre, nie pomyśleli oni jednak o własnym bezpieczeństwie i ratunku, narażając się na nieuchronną śmierć.

Losowi nieszczęsnego miasta uległy również i inne okoliczne osiedla. Ocalało jedynie nadmorskie miasteczko Le Carbet, odle-

90

głe o kilka kilometrów. Wulkaniczny potok zatrzymał się zaledwie na kilkadziesiąt metrów przed pierwszymi domami.

Z całej ludności miasta St. Pierre ocalał tylko jeden człowiek, Murzyn, zamknięty w więziennym podziemiu, gdzie nie dotarła fala gazowa. Pozostawał on w swej celi przez cztery dni, zanim usłyszano jego krzyki. W czasie tych straszliwych dni był pozbawiony wody i żywności, również dostęp powietrza był bardzo ograniczony. Nie widział nic, ponieważ cela nie miała okna, lecz z hałasu i gorąca wywnioskował, że musiało się stać coś niezwykłego.

W czwartym dniu stracił już rachubę czasu. Dopiero gdy usłyszał głosy, zaczął wołać tak długo, aż go odszukano.

Jeszcze dwukrotnie w tym samym roku, w maju i w sierpniu, powtórzyły się wybuchy. W czasie drugiego wybuchu, który objął południowe stoki Mt. Pelée, zniszczona została wieś Morne Rouge; około 1000 mieszkańców straciło wówczas życie.

Wybuch Mt. Pelée i katastrofalne spustoszenie zwróciły uwagę wulkanologów całego świata na Martynikę. Szczegółowe obserwacje przeprowadzał przede wszystkim wybitny wulkanolog francuski, prof. F. A. Lacroix, autor później wydanej dużej monografii o wybuchu Mt. Pelée, którego zdaniem temperatura chmury ognistej, „nuée ardente” — jak ją nazwał — osiągała 800°C, co tłumaczyło tak wielką jej siłę niszczycielską.

W sierpniu 1902 roku z krateru wulkanu Mt. Pelée zaczęła wysuwać się w górę potężna iglica skalna. Z początkiem listopada osiągnęła ona wysokość 1343 m nad poziom morza, ukazując się nad krawędzią krateru. W dwa tygodnie później podniosła się do wysokości 1495 m, a z końcem miesiąca do wysokości 1577 m. 31 maja 1903 roku andezytowa iglica osiągnęła swą największą wysokość 1617 m, stercząc prawie 400 metrów nad szczytem wulkanu. Ściany tej iglicy były niemal pionowe, wykazując nachylenie od 75° do 90° do poziomu.

Skalna iglica na szczycie Mt. Pelée nie rosła z jednostajną prędkością. Niekiedy wzrost jej ulegał zahamowaniu, czasem po wybuchach obserwowano jej obniżanie się. Pokryta była podłużnymi bruzdami, wzdłuż których odrywały się odłamy skalne, gromadząc się u jej stóp. Odsłonięte przez odłamywanie się zew-

91

r

nętrznych łusek skalnych głębsze części żarzyły się ogniem, widocznym z daleka podczas nocnych obserwacji.

Od końca maja 1903 roku iglica przestała wznosić się w górę. Poddana działaniu wilgotnego i gorącego klimatu szybko ulegała procesom wietrzenia i powoli rozpadała się w gruz skalny. Przypuszcza się, że gęsta lava andezytowa zastygała już w głębi przed osiągnięciem szczytu krateru. Pod wpływem ciśnienia gazów od wewnątrz korek zatykający ujście krateru wznosił się w górę, tworząc wreszcie postać iglicy. Niektórzy wulkanolodzy sądzą, że pochodząca z jakiejś

dawnej erupcji lava wypełniła komin, który, dzięki zluźnieniu w czasie wielkiej erupcji w maju 1902 roku mógł później być wypychany w górę pod ciśnieniem gazów.

W dwadzieścia lat później miasto St. Pierre zostało częściowo odbudowane, chociaż nie osiągnęło dawnej liczby mieszkańców. Gdy w roku 1929 nastąpiła erupcja popiołów z wulkanu Mt. Pelee, zarządzono ewakuację miasta, mając w żywej pamięci straszliwe zniszczenie sprzed ćwierć wieku. Przebieg jednak tego i następnych wybuchów, trwających do 1932 roku, był łagodny.

W St. Pierre założono muzeum wulkanologiczne.

KATMAI

Ośnieżone szczyty Katmai, wznoszące się na wysokość 2135 m, znajdują się na krańcach półwyspu Alaski, naprzeciw wyspy Ko-diak. Dnia 6 czerwca 1912 roku gwałtowna eksplozja, która nastąpiła nagle, bez żadnych wcześniejszych zjawisk ostrzegawczych, zmieniła zupełnie wygląd góry.

W czasie potężnego wybuchu górna część wulkanu Katmai, składająca się z trzech szczytów, eksplodowała, ulegając rozerwaniu i rozpyleniu. Wskutek wybuchu utworzył się potężny krater o średnicy około 5 km. Po wypełnieniu krateru wodą powstało jezioro, którego głębokość, mierzona w pobliżu brzegów, wynosi około 1200 m.

Ilość wyrzuconych w czasie wybuchu w roku 1912 popiołów wulkanicznych oblicza się na ponad 20 km³. Położona w kierunku południowo-wschodnim w odległości ponad 150 km wyspa Kodiak została pokryta warstwą popiołów dochodzącą do trzydziestu kil-

93

Opad

popiołów wulkanicznych wulkanu Katmai w 1912 r

;Sewaid

ZATOKA

-KAMISHAK-

Nushagak

Naknek

;a:mą:

Ugashik

-Kodiak

PÓŁWYSEP ALASKA

Zasięg opadania popiołów wulkanicznych wulkanu Katmai na Alasce w 1912 r.

Koncentryczne linie określają grubość warstw popiołów w metrach

ku centymetrów. Zakwaszone deszcze spadły w miejscach odległych ponad 1500 km, a w odległości 2500 km od miejsca wybuchu stwierdzono zmatowienie przedmiotów mosiężnych od kwasów zawartych w atmosferze.

Ofiar w ludziach nie było tylko z tego powodu, że wybuch nastąpił na obszarze niemal niezamieszkanym.

Nieliczni mieszkańcy sąsiedniej wyspy Kodiak przeżywali jednak dramatyczne chwile pełne przerażenia i niepewności. Dnia 6 czerwca tego roku około godziny 17 nad wyspą pojawiła się ciemna chmura, a niedługo potem wszystko zaczęło się pokrywać warstwą szarego popiołu wulkanicznego.

Niecodzienne zjawisko obserwowano z dużym zainteresowaniem, zbierając próbki popiołu na pamiątkę. Obaw żadnych nie było, bo przecież najbliższy wulkan znajdował się w odległości 160 km.

Opad popiołów nie ustawał. O godzinie 18,30 nastąpiło wyraźne ściemnienie. Popioły opadały dalej, zaczynając już niepokoić

94

niektórych mieszkańców wyspy. Przerwa nastąpiła dopiero na drugi dzień. Mieszkańcy stwierdzili, że warstwa popiołów przekroczyła w wielu miejscach 10 cm. Wszystkie potoki i studnie zostały zasypane. W wodę musiano zaopatrywać się na dwóch statkach znajdujących się w porcie.

Po parogodzinnej przerwie nadciągają nowe ciemne chmury przynoszące coraz więcej popiołów wulkanicznych. Widoczność zmniejsza się coraz bardziej, wreszcie (godz. 14) następuje zupełna

ciemność. Pary siarki utrudniają oddychanie, wywołując już powszechne przerażenie. Zaczyna się panika. Opanowuje ją jednak zdecydowana postawa kapitana Perry'ego, który łodzią motorową przewozi na statek „Manning” blisko pół tysiąca ludzi. Wielu z nich znajduje się w stanie silnej depresji, cierpiąc głód i pragnienie.

Najcięższa była noc na przepelnionym statku pod dalszym nieprzerwanym opadem popiołu.

Łączność ze światem została przerwana wskutek uszkodzenia telegrafu bez drutu. Dopiero nad ranem nastąpiło rozjaśnienie — po dwóch dniach i trzech nocach ciemności.

Jedynymi ludźmi, którzy byli bezpośrednimi świadkami tej wulkanicznej eksplozji, byli członkowie dwóch rodzin, mieszkających w okolicach góry, wszyscy inni bowiem wyruszyli na połowy ryb.

Dzięki temu ta olbrzymia erupcja nie przyniosła strat w lu-

Wulkan Katmai na Alasce

Linia kreskowana oznacza zarys góry przed wybuchem w roku 1912

95

dziach, które byłyby olbrzymie, gdyby nastąpiła ona w obszarach zagospodarowanych i gęściej zamieszkałych przez człowieka.

Gdy wiadomości o olbrzymim wybuchu dotarły do Waszyngtonu, Amerykańskie Towarzystwo Geograficzne zorganizowało w roku 1915 wyprawę geologiczną dla zbadania nieznanymi obszarów wulkanicznych Alaski. Na czele wyprawy stanął Robert Griggs, który kierował i dalszymi wyprawami w latach 1916—1919.

Wraz ze swym asystentem Folsonem postanowił zbadać dolinę Katmai, rozciągającą się na zachód od szczytów Katmai. Przed wybuchem w roku 1912 dolina była pokryta bogatą szatą roślinną i stanowiła znany teren łowiecki. Od gorących wyziewów roślinność została zupełnie zniszczona, ulegając zwęgleniu. Jednym z pierwszych objawów działalności wulkanicznej obszaru Katmai było powstanie w jednym z odgałęzień doliny nowego wulkanu Nova Rupta.

Celem wyprawy Griggsa było przede wszystkim wyjaśnienie zagadnienia chmur, stale widocznych w sąsiedztwie Katmai. Po przebyciu jednak znacznej części doliny nie mogli oni nigdzie zauważyć chmur, które widoczne były poprzednio z dość znacznej odległości. Gdy już niemal zdecydowali się na powrót, nagle zauważyli wydobywające się z ziemi białawe opary. Kiedy zbliżyli się do tego miejsca, spodziewając się natrafić na jakiś nowy wulkan, przekonali się, że cały teren poprzecinany był spękaniem i małymi szczelinami, z których wydobywały się opary. W miejscu wydobywania się były one bardzo gorące, szybko ulegały jednak ochłodzeniu, podobnie jak para wodna wydobywająca się z imbryka.

Razem z oparami wydobywały się jakieś substancje wydzielające nieprzyjemny zapach.

Niewątpliwie one to powodowały osadzanie się barwnych nalotów i naskorupień na powierzchni ziemi. Okazało się, że gazem wydobywającym się ze szczelin był przede wszystkim siarkowodór, a także pary siarki, której żółte naloty wszędzie były widoczne.

Gdy Griggs ze swym asystentem znalazł się na wyższym wzniesieniu, przed ich oczami roztoczył się niezapomniany widok. Wokół wznosiły się obłoki oparów. Nie dziesiątki i nie setki, lecz tysiące, a może i dziesiątki tysięcy. Według oceny Griggsa co najmniej tysiąc wznosiło się na wysokość ponad 150 metrów.

96

Bliższe obserwacje kazały przyrównać pierwszym badaczom to wspaniałe zjawisko do maszyn parowych całego świata, które zebrano w tym miejscu, otwierając wentyle bezpieczeństwa.

Niektóre fumarole tworzyły szeregi ułożone wzdłuż rozciągniętych szczelin, inne znowu były odosobnione.

Nowa dolina, która otrzymała nazwę Doliny Dziesięciu Tysięcy Dymów, jest jedynym na świecie obszarem o tak intensywnej działalności po wulkanicznej. Obszar ten, obejmujący powierzchnię ponad 40 000 ha, został w roku 1918 zarządzeniem prezydenta Wilsona uznany za Park Narodowy.

W skład jego wchodzi nie tylko wulkan Katmai i Dolina Dziesięciu Tysięcy Dymów, ale również inne sąsiednie wulkany, jak Nova Rupta, Mageik, Falling Mountain, Knife Peak i Martin Volcano. Mniejsze erupcje Katmai nastąpiły w roku 1914. Obecnie wulkan jest spokojny i nie wykazuje żadnej działalności. W jego kraterze znajduje się jezioro o wodzie jasnoniebieskiej. Średnica

jeziora, kształtu zbliżonego do kolistego, przekracza 1,5 km. Z dna jeziora wyrasta mała wysepka długości ponad 100 m. Badacze, którzy dotarli do szczytu Katmai, opowiadali, że najbardziej podziwu godnym ze wszystkich widoków przy kraterze było miejsce, gdzie lodowiec, który w czasie erupcji został rozbity na dwie części, tworzy część krateru; intensywne gorąco nie było dostateczne, aby stopić tę olbrzymią masę lodu.

Na kilka dni przed wybuchem Katmai, w czerwcu 1912 roku, nastąpiła inna erupcja wielkich rozmiarów w odległości około dziesięciu kilometrów od Katmai, gdzie na dnie doliny powstał szereg nowych małych wulkanów. Niedługo po ich powstaniu olbrzymie ilości popiołów i rozżarzonego materiału skalnego zostały wyrzucone w powietrze.

Dolina i jej odnogi zostały pokryte warstwą pumeksu i innych wulkanicznych produktów do nieznanej dotąd grubości. Pochodziły one z erupcji Katmai, a pod nimi znajdowały się materiały pochodzące z nowo powstałych wulkanów. Erupcje zatem tych wulkanów były wcześniejsze od erupcji Katmai.

Już w czasie pierwszej wyprawy, która odbyła się w trzy lata po wielkim wybuchu Katmai, w roku 1912, stwierdzono na pozbawionych roślinności terenach wulkanicznych pierwsze porosty i glony. W latach następnych tworzyły już zwarte kobierce.

Wulkany i człowiek — 7

97

HELGAFELL

Pod koniec stycznia 1973 r. prasa całego świata zamieściła informacje o niespodziewanym i potężnym wybuchu nieczynnego od kilku tysięcy lat islandzkiego wulkanu Helgafell. W bezpośrednim niebezpieczeństwie znalazła się 6-tysięczna ludność miasteczka Vestmannaeyjar na wyspie Heimaey w archipelagu Vestman-na u południowych wybrzeży Islandii.

Zagrożone miasto, trzecie co do wielkości na Islandii, było największym ośrodkiem islandzkiego rybołówstwa. Wulkan Helgafell wybuchł nad ranem 23 stycznia 1973 r., wyrzucając olbrzymie masy popiołów wulkanicznych, wraz z lawiną kamieni i rozpaloną lawą bazaltową, która zaczęła płynąć w stronę miasta. Na szczęście poprzedzające wybuch wulkanu trzęsienia ziemi były ostrzeżeniem dla mieszkańców miasta, którzy niemal natychmiast po wybuchu wulkanu rozpoczęli ewakuację wyspy. Wszystkie statki znajdujące się u wybrzeży Islandii otrzymały rozkaz płynięcia w stronę wyspy. Do akcji ratunkowej przyłączyły się i obce statki rybackie oraz helikoptery z amerykańskiej bazy wojskowej.

Ilości popiołów, jakie spadły w pierwszym dniu wybuchu, oblicza się na dwa miliony m³. Po wybuchu powstał krater o średnicy 3 km. Wyspa została przepołowiona szczeliną wulkaniczną, z której zaczęła wypływać gorąca lawa bazaltowa, tworząc niszczącą wszystko rzekę ognia o szerokości 800 metrów. Gorące popioły i rozżarzone bomby wulkaniczne spadały na dachy domów, niszcząc je i wznecając liczne, nie do ugaszenia, pożary.

W dwa dni po wybuchu stacja radiowa w Reykjaviku informowała: „W gorącej szczelinie przecinającej wyspę powstały dwa nowe kratery. Lawa spływa już do miasta. Budynki na jej drodze spłonęły doszczętnie w ciągu paru minut. Nikt nie usiłuje nawet gasić pożaru, drużyny ratownicze wynoszą z opuszczonych domów tylko najcenniejsze przedmioty. Na osiedle spada bez przerwy grad kamieni, brodzimy po kostki w wulkanicznym popiele. Huk wybuchu miesza się z sykiem wrzącej wody. W basenach portowych i u wybrzeży — ławice martwych ryb. Jest ciemno, a zapalone latarnie uliczne potęgują niesamowite wrażenie. Zgasną wtedy, gdy lawa przepali podziemne kable, jak przerwała już rurociąg doprowadzający na wyspę słodką wodę...”

98

Na podstawie dalszych, kolejnych meldunków wiadomo, że na wyspie powstała szeroka szczelina długości 2,5 km, wypełniona wrzącą lawą i ciągnąca się dalej dnem oceanu. Z głównego krateru na setki metrów w górę wyrzucane były płonące głazy, bloki i popiół wulkaniczny. Lawa z dwóch nowych kraterów spływała w stronę miasta. Domy płonęły. Wokół wyspy woda wykazywała coraz to wyższą temperaturę. Opady wulkaniczne i dymy zaczęły zagrażać statkom prowadzącym ratowniczą akcję przesiedlenia ludności, a także stałemu lądowi — w promieniu 20 km.

29 stycznia osłabła działalność wulkaniczna na wyspie, ale już w nocy wulkan Helgafell wznowił swą aktywność, wyrzucając lawę i popioły. Pod koniec stycznia ulice miasta były pokryte metrową warstwą popiołów, a wypływająca z wulkanu lawa spływająca do morza powiększyła obszar wyspy o około 2 km². Po kilku dniach osłabienia działalności wulkanu, z początkiem lutego (6 lutego), z krateru zaczęła wypływać lawa w wielkich ilościach. W dniu 9 lutego lawa dotarła na odległość 50 m od pierwszych domów mieszkalnych miasta, w dwa dni później zbliżyła się na 20 m. Ekipy ratownicze zastosowały wtedy nową taktykę w walce z żywiołem: prócz wznoszenia barykad i zapór, które miały powstrzymać napierającą na miasto lawę, zaczęły pompować wodę morską na ognistą ścianę lawy, co opóźniało jej posuwanie się ku miastu.

Po krótkim osłabieniu aktywności wulkanu 20 lutego lawa znowu zaczęła wypływać w zwiększonych ilościach. Objętość jej oceniano z początkiem marca na ponad 150 mln m³. Nadal o uratowanie miasta walczyło około 500 ludzi, którzy pozostali na wyspie Heimaey. Uruchomiono nawet lokalną elektrownię i naprawiono wodociąg. Domy miasta jednak były już niemal po szczycie dachów przysypane popiołami i o ratunku ich nie można było myśleć. Liczba domów mieszkalnych całkowicie zasypanych popiołem i zalanych lawą wzrosła z końcem marca do 1200. Nie przeszkodziło to jednak dalszej heroicznej walce przez usuwanie spychaczami zwałów popiołu i częściowo zastygłej już lawy.

Działalność wulkaniczna na wyspie trwała przez 5 miesięcy. Oblicza się, że na miasto Yestmannaeyjar spadło około ćwierć miliarda ms popiołów wulkanicznych, wyrzuconych z wulkanu Helgafell. Całe miasto i port zostały zniszczone wraz z wszystki-

99

mi urządzeniami i mieniem mieszkańców, którzy mogli zabrać ze sobą tylko rzeczy najcenniejsze i najniezbędniejsze.

Gdy po trwającej blisko pół roku wielkiej aktywności wulkanicznej nastąpiło uspokojenie niebezpiecznego, sąsiadującego z miastem wulkanu, natychmiast przystąpiono do starannie zaplanowanej odbudowy miasta, a zwłaszcza urządzeń portowych. Niewątpliwie jednak parę lat będą trwały prace, które usuną ślady wielkich zniszczeń z pierwszej połowy 1973 r.

ROZMIESZCZENIE WULKANÓW NA ZIEMI

WYSTĘPOWANIE WULKANÓW W RÓŻNYCH CZĘŚCIACH ŚWIATA I ICH ZWIĄZEK Z BUDOWĄ GEOLOGICZNĄ

Rozmieszczenie wulkanów na Ziemi nie jest równomierne. Związane jest ono z występowaniem podziemnych ognisk magmatycznych i z młodymi ruchami fałdowymi. Większość wulkanów znajduje się w tych strefach, które uległy sfałdowaniu w młodszych okresach geologicznych. W szczególności liczne wulkany występują w obszarach górskich otaczających Ocean Spokojny. Wulkanolog K. Sapper, w zestawieniu obejmującym okres od roku 1500 do pierwszej wojny światowej, wykazał, że wulkany tych obszarów wyrzuciły wielokrotnie większe ilości produktów wulkanicznych, niż wszystkie inne wulkaniczne obszary Ziemi.

Liczba wulkanów na rozmaitych obszarach nie jest podawana jednakowo przez różnych autorów, niektóre bowiem wulkany nie wykazujące przez dłuższy czas aktywności zaliczane są bądź do wulkanów czynnych (drzemiących), bądź do wygasłych. Podobnie niektóre obok siebie występujące wulkany są traktowane przez jednych badaczy jako odrębne, przez innych natomiast łączone razem, co zmniejsza ich ogólną liczbę.

Związek występowania wulkanów z górami fałdowymi widoczny jest i w dawniejszych formacjach geologicznych. Przeważnie wulkany podmorskie utworzyły się przed główną fazą ruchów górotwórczych, natomiast wulkany lądowe dopiero po wypiętrzeniu się łańcuchów górskich.

Zwykle wulkany grupują się po wewnętrznej stronie łukowato wygiętych pasm górskich. Wulkany występujące w obszarze Morza Śródziemnego znajdują

101

M

Rozmieszczenie wulkanów i stref trzęsień ziemi

Kółeczka oznaczają wulkany czynne 1 wygasłe, miejsca zakropkowane — obszary narażone na częstsze trzęsienia ziemi, miejsca zakreskowane — miejsca szczególnie silnej aktywności sejsmicznej

się po wewnętrznej stronie górskiego łuku apenińskiego. Podobne jest położenie wulkanów wschodniej części Archipelagu Ma-lajskiego i wulkanów japońskich. Dawniejsze, nieczynne już od milionów lat, wulkany wieku trzeciorzędowego, występujące w południowo-wschodniej części Czechosłowacji, w północnych Węgrzech, na Rusi Zakarpackiej i w Rumunii, otoczone są od północy łukiem Karpat.

Zależność występowania wulkanów od budowy geologicznej uwidacznia się na terenie wschodniej Afryki, gdzie wulkany rozmieszczone są wzdłuż wielkich rowów tektonicznych. Związek występowania wulkanów z obecnością dużych uskoków wykazano również na Islandii. Trudno o wykazanie takiej wyraźnej zależności dotyczącej podmorskich wulkanów na Oceanie Spokojnym lub Atlantyckim. Badania geofizyczne wykazały, że grubość skorupy ziemskiej na dużych obszarach Oceanu Spokojnego jest znacznie mniejsza, niż w innych częściach globu ziemskiego. To ułatwiło przedostanie się magmy z podziemnych ognisk i utwo-

102

Przegląd czynnych wulkanów na Ziemi *

Wulkany

Obszar wulkaniczny	powierzchniowe	podwodne	stadium solfatarowe	Razem
Kamczatka.....	19(+ 1)			
Wyspy Kurylskie.....	31			
Japonia	35(+ 1)			
Wyspy Mariańskie.....	17			
Tajwan.....	—			
Filipiny	9(+ 1)			
Morze Południowochińskie	—			
Melanezja.....	23(4-2)			
W-py Kermadec, Tonga i Samoa.....	8			
Nowa Zelandia.....	5(4-1)			
Antarktyda.....	8			
W-py Juan Fernandez	1			
W-py Galapagos.....	9			
Ameryka Pd.....	43 (+ 1)			
Centralna Ameryka	25(4-19)			
Ameryka Pn. (bez Alaski)	6(4-2)			
Alaska i W-py Aleuckie . .	36			
W-py Hawajskie.....	4			
Inne w-py (do Nowej Gwinei).....	16			
Archipelag Malajski.....	57			
Ocean Indyjski (bez Arch. Malajskiego)	3			
Arabski Półwysep.....	2(-fl4)			
Azja Mniejsza i Kaukaz ..	2			
Pn.-Wsch. Chiny i Tybet	6			
Afryka	17(+ 1)			
Morze Śródziemne.....	7(4-1)			
Ocean Atlantycki.....	14			
Islandia i w-a Jan Mayen.	27			
Małe Antyle	6(+3)			
Razem	436(+47)			

7(+1)
5
3
K+1) 6(4-1)
10
1
2
2 3
(+D
4
6(+4)
5 3
8 7 14 2
10(+4) 15(+11) 1
3(+5) 1 2
14(+1) 7(+6) 2(+1) 2
3(+5) 26(+16)
1(+D
3 6
21(+4) 3(+1) 2 6 5
27(4-1) 39
50(4-1) 26(4-1) 5
22(4-5) K+1)
44(4-14) 19
5(4-1) 12(4-5)
4 11
57(4-2) 32(4-25) 8(4-3) 38
5
21(4-5) 86(4-16)
4(4-2) 5(4-14) 8
6
38(4-5) 14(4-2) 22(4-4) 38
14(4-3)
61(4-8)
164(4-55) 661(4-110)

* Wg Wielkiej Encyklopedii Radzieckiej, 1970. Liczby z oznaczeniem w nawiasie (4-) są wątpliwe.
103

rzenie wulkanów. Występujące na obszarze Oceanu Atlantyckiego wulkany mają przebieg o kierunku południkowym. Ciągłą się one wzdłuż śródatlantyckiego wału podmorskiego, któremu przypisuje się budowę górskiego pasma.

WYBRZEŻA I WYSPIY OCEANU SPOKOJNEGO

Wielki pas wulkanów rozciąga się, chociaż z wieloma przerwami, od Ziemi Ognistej na południu do Alaski na północy. W Ameryce Południowej łańcuch niebotycznych Andów jest usiany wulkanami, wśród nich niektóre są czynne, większość jednak należy już do wygasłych. Wulkany te występują na terytorium Chile, zachodniej Argentyny, Boliwii, Peru, Ekwadoru i Kolumbii.

Liczne wulkany zgrupowane są w Ameryce Środkowej, a mianowicie w Kostaryce, Nikaragui, Salwadorze i Gwatemali. Nie brak ich i na Wyspach Antylskich. Krajem wulkanów jest Meksyk, gdzie grupują się one w części południowej.

W zachodniej części Stanów Zjednoczonych występują przeważnie wulkany wygasłe, chociaż młode pod względem wieku geologicznego. Żywą działalność wulkaniczną wykazuje Alaska i sąsiednie wyspy.

Północne obrzeżenie Oceanu Spokojnego stanowią wulkaniczne Wyspy Aleuckie, Półwysp

Kamczatka i archipelag Wysp Ku-rylskich, które dochodzą do wysp Japonii, obfitujących w wulkany i zjawiska wulkaniczne.

Nie brak wulkanów na Wyspach Filipińskich, największym jednak ośrodkiem działalności wulkanicznej jest obszar Archipelagu Malajskiego z wulkanami Krakatau, Tamboro oraz wulkanami Jawy i Sumatry. Ta strefa wulkaniczna przechodzi przez Nową Gwineę, Nowe Hebrydy i Wyspy Tonga do Nowej Zelandii, a wreszcie do Antarktydy, gdzie na wyspie Rossa znajduje się stale dymiący wulkan Erebus.

104

WULKANY KORDYLIERY ZACHODNIEJ

Najbardziej na południe położonym wulkanem jest Mt. Burney. Jest to stożkowy strato wulkan, wznoszący się na wysokość 1769 m. Wybuch tego wulkanu w roku 1910 połączony był z trzęsieniem ziemi. Leżące w zachodniej Patagonii wulkany, prawie całkowicie pokryte lodem lodowcowym, są przeważnie nieczynne. Do czynnych wulkanów tej strefy należą Calbuco i Osorno. Oba te wulkany, leżące nad granicą Patagonii i Chile, oddzielone są niższymi polami lawowymi. Ścisłe określenie czasu dawniejszych wybuchów nie jest łatwe, ponieważ oba te wulkany nieraz mylono ze sobą.

Wulkan Calbuco, o wysokości 2015 m, aż do roku 1893 uchodził za wygasły, chociaż Darwin w czasie swej podróży obserwował jego erupcję w roku 1834. Pierwotnie miał on być wyższy od sąsiedniego wulkanu Osorno (wys. 2660 m), uległ jednak znacznemu obniżeniu w czasie jednego z wybuchów. Silne wybuchy tego wulkanu obserwowano w latach 1893—1896. Równocześnie z wybuchem Calbuco w roku 1893 wybuchł niedaleko położony wulkan Huequi (wys. 1050 m), gdy natomiast inne sąsiednie wulkany pozostały w spoczynku.

Chilijski wulkan Osorno leży pomiędzy jeziorami Llanquihue i Santos, które niegdyś stanowiły jedno wielkie jezioro; przedzielone zostały wydłużonym grzbietem skalnym, utworzonym przez lawy i wulkaniczne materiały wyrzucane w czasie dawnych wybuchów Osorno. Szczyt tej góry pokryty jest lodem przez cały rok, z wyjątkiem dwóch miejsc, gdzie sterczy krawędź krateru. Wulkan ten czynny był w wieku XVIII, a następnie w latach 1834 i 1835. Słabsze wybuchy obserwowano aż do roku 1850, a później w latach 1855 i 1869.

Najdalej na północy położonym wulkanem na obszarze Patagonii jest Puntagudo (wys. 2490 m). Wybuchy tego wulkanu w czasach historycznych nie są znane. Również w obrębie Kordylierów, gdzie licznie występują młode skały wulkaniczne, czynnych wulkanów nie stwierdzono.

Strefa chilijsko-argentyńska obfituje w liczne, częściowo tylko czynne wulkany. Ponieważ występują one w obszarach nie

105

zamieszkałych i trudno dostępnych, relacje o wielu wybuchach są często niepewne i sprzeczne.

Za wulkan wygasły uchodzi Aconcagua, najwyższy szczyt Ameryki (wys. 6960 m), leżący w Argentynie, w pobliżu granicy chilijskiej. Szczyt ten zdobyła polska wyprawa alpinistyczna w roku 1934, wychodząc z innej strony, niż to czyniły dotychczasowe wyprawy.

Czynnym natomiast wulkanem jest Antuco (wys. 2990 m), znany dawniej pod nazwą Volcan de la Laxa. Opisał go Humboldt, badał go również Ignacy Domeyko *. Wulkan Antuco wybuchł kilkakrotnie w wieku XVIII i w pierwszej połowie XIX wieku. W roku 1863 obserwowano ostatni wybuch tego wulkanu.

Podobną aktywność wykazywał sąsiedni wulkan Chillan. Ostatnie jego wybuchy nastąpiły w roku 1927.

W kwietniu 1932 roku cztery wulkany andyjskie: Descabeza-do (wys. 4300 m), który był od dawna uważany za wygasły, Qui-zapu oraz Yeguas i Tingurica (wys. 4778 m), znacznie odległe od siebie, gwałtownie wybuchły prawie w tym samym czasie. Popioły wulkanu Quizapu szybko rozprzestrzeniły się na olbrzymie obszary, docierając do Buenos Aires, a nawet do odległego Rio de Janeiro.

Wulkany Kordylierów pustynnych. Ta wulkaniczna strefa Ameryki Południowej obejmuje obszar

pustynnej Puna de Atacama, pograniczne Góry Chilijsko-Boliwijskie, wulkaniczne Kordyliery Boliwii i wulkaniczne Kordyliery Peru. Puna — to wzniesione na ponad 4000 m wyżyny pofałdowane w grzbiety, docho-

* Ignacy Domeyko (1802—1889) po powstaniu listopadowym wyjechał do Paryża. Po ukończeniu wyższej szkoły górniczej wyjechał w roku 1837 do Chile, gdzie przebywał do roku 1883. Spośród wielu badań naukowych najważniejsze i o trwałej wartości są jego prace mineralogiczne o mineralnych związkach metalicznych, stanowiących podstawę bogactw kopalnych Chile. Zajmując przez kilkanaście lat stanowisko rektora uniwersytetu w Santiago przeprowadził reformę szkolnictwa, przez co stał się właściwym twórcą szkolnictwa i pracy naukowej w Chile.

Wszechstronne zasługi Domeyki były tak wielkie, że biografowie chilijscy nazywają go „ojcem górnictwa chilijskiego” i „twórcą oświaty kraju”. Imię Domeyki nosi pasmo górskie Cordillera de Domeyko. Kongres górniczy w Copiapo w roku 1934 poświęcony był Ignacemu Domeyce, którego zasługi tak żywo i długo zachowały się w pamięci Chilijczyków.

106

dzące do 5000 m. Są to bezludne i martwe obszary zwietrzałych skał, żwirowisk i słonych jezior. Dopiero wyżej wznoszą się odosobnione lub powiązane ze sobą masywy górskie, przekraczające 6000 m, o szczytach — często wulkanicznych — dochodzących do 7000 m.

Puna de Atacama, nazywana także Wyżyną Wyludnioną, a nieraz i amerykańskim Pamirem, obejmuje obszar ponad 90 000 km², zupełnie niemal pozbawiony roślinności. W dolnej części przypomina Saharę, w górnej — Wyżynę Tybetańską.

Na wschód od portowego chilijskiego miasta Antofagasta przebiegają w kierunku południkowym Góry Domeyki (Cordillera de Domeyko). Na wschód od tego łańcucha górskiego, rozciągającego się pomiędzy 26° a 22° szer. geogr. pd., a częściowo także na południe i północ, rozmieszczone są liczne, przeważnie wygasłe wulkany o przeciętnej wysokości 5000—6000 m. Są one bardzo słabo zbadane, wiele z nich oczekuje jeszcze na zdobywców i odkrywców. Nieliczne z tych wulkanów wykazują słabą działalność wulkaniczną, objawiającą się zwykle obecnością solfatar. Do takich zalicza się leżący na południe od Gór Domeyki wulkan Copiapo (Lastarria, Cerro de Azufre), położony na wschód od górniczego miasteczka tej samej nazwy. Szczyt tego wulkanu o wysokości 5680 m został osiągnięty po raz pierwszy przez drugą polską wyprawę andyjską w roku 1937. Lawy wulkanu Copiapo i sąsiednich wygasłych wulkanów Toro, Ojo de Maricunga i La Coipa oraz grupy wulkanów Santa Rosa są andezytami, dacytami i liparytami. Główna działalność tych wulkanów wystąpiła najprawdopodobniej w czwartorzędzie.

Najwyższa góra Puna de Atacama, Llullailaco, majestatycznie wznosząca się na wysokość 6723 m, jest również czynnym wulkanem. Wydobywające się dymy ze szczytu obserwowano w połowie ubiegłego wieku.

Dalej ku północy leżący wulkan Socompa (6080 m n.p.m.) obfituje w liczne źródła gorące. Poniżej krateru wznoszą się ekshalacje pary wodnej.

Malowniczy, wykształcony w postaci regularnego stożka, wulkan Licancaur (6000 m), zwany również wulkanem Atacamy, wykazywał w roku 1877 słabą działalność. Jeszcze dalej na północ położone wulkany: San Pedro (5920 m) i sąsiedni mniejszy San

107

Paulo zdradziły swą aktywność wybuchami w latach 1877 i 1901. Wulkan Ollagua (5865 m) wykazuje tylko działalność solfatarową.

W maju 1960 roku niespodziewane wybuchy wulkaniczne połączone z silnymi trzęsieniami ziemi stały się narodową klęską w Chile. Objęły one pas wybrzeża długości paruset kilometrów, od portowego miasta Concepcion, na południe od stolicy Chile, Santiago, aż po wyspę Chiloé, położoną na południe od wulkanu Osorno. Wielki wybuch tego wulkanu rozpoczął serię wybuchów wulkanicznych, którym towarzyszyły potężne wstrząsy podziemne. Setki domów w nadbrzeżnych miastach Concepcion, Valdivia i innych zostało zupełnie zburzonych. Ten sam los spotkał i Ancud, główne miasto wyspy Chiloé. Wiele miejscowości zostało pozbawionych dopływu wody, elektryczności i gazu. Tysiące ludzi znalazło śmierć pod gruzami walących się domów. Wybuchy wulkanów spustoszyły najbliższe okolice. W samym mieście Valdivia wskutek trzęsienia ziemi

zginęło około dziesięciu tysięcy ludzi. Obsunięcia ziemi w wyniku wybuchu Osorno spowodowały śmierć kilkuset okolicznych mieszkańców.

Jak wielkie były wstrząsy podziemne, świadczą potężne kilkumetrowe fale wodne, które z niezwykłą prędkością przebyły znaczne przestrzenie Oceanu Spokojnego i dotarły aż do Wysp Hawajskich, czyniąc szkody w portach i na wybrzeżu. W mieście portowym Hilo na wyspie Hawaii woda wdarła się na ulice, pogrążając dziesiątki domów, z których wiele zawaliło się. Jedna z fal wtargnęła na plażę w Honolulu, zalewając garaże wraz z czterystu samochodami.

W pobliżu wulkanu Osorno utworzyły się nowe wulkany. Również w sąsiedniej Argentynie nastąpiły wybuchy wulkaniczne i dały się odczuć trzęsienia ziemi.

Wybrzeże południowego Chile zmieniło w wielu miejscach swój dawniejszy wygląd. Niektóre rzeki zaczęły płynąć nowo utworzonymi korytami. Wiele wysepek w sąsiedztwie wyspy Chiloé zapadło się w głąb morza, a na ich miejsce wynurzyły się nowe.

Spadające popioły wulkaniczne utrudniały akcję ratunkową. Mieszkańców licznych miast i osiedli musiano ewakuować. Setki tysięcy ludzi zostało bez dachu nad głową. Wyrządzone szkody obliczano na dziesiątki milionów dolarów.

108

Trzęsienia ziemi i wybuchy wulkaniczne w Chile w roku 1960 należą do największych w ostatnich czasach. Podobnie jak w północnej i środkowej części zachodnich wybrzeży Ameryki Południowej, również i w południowej części wybrzeża chilijskiego widoczny jest ścisły związek aktywności wulkanicznej z budową geologiczną. Najbardziej południowa grupa wulkanów, rozpoczynająca się na północ od wulkanu Tupungato i Tupungatito ciągnie się wzdłuż długiego rowu tektonicznego o przebiegu południkowym. Większość czynnych wulkanów jest rozmieszczona po wschodniej stronie tego rowu.

Z ważniejszych wulkanów Kordyliery Zachodniej, położonej dalej ku północy, należałoby wymienić: Andahua, który miał być czynny w czasach Inków, a ostatnio wykazał aktywność w roku 1913, oraz wulkany Ornate i Ubinas. Wulkan Omate (5300 m) wybuchł gwałtownie w drugiej połowie XVII wieku. W czasie wybuchu w roku 1660 pogrzebał 15-metrową warstwą popiołów sąsiednią wieś Quinistace; na jego zboczach znajdują się potężne osady trawertynów. Wulkan Ubinas (5300 m), obfitujący w solfa-tary, miał silne wybuchy popiołów w XVI wieku, a ostatnio w roku 1867.

Najbardziej znanym wulkanem północnej części Kordyliery Zachodniej jest wulkan Misti, leżący już na terytorium Peru, niedaleko miasta Arequipa. Jest to piękna stożkowa góra o symetrycznej budowie: wysokość jej wynosi 5842 m. Z ośnieżonego szczytu wznoszą się często dymy, większych jednak wybuchów nie zanotowano od dawna. Niezmiernie interesująca jest budowa tego krateru.

Dno krateru, z którego wydobywają się chmury pary wodnej, zbudowane jest z osadzonych materiałów wulkanicznych, natomiast krawędzie krateru pokryte są płaszczem zastygłej lawy. W najwyższym punkcie zewnętrznego krateru założono w roku 1893 obserwatorium i stację meteorologiczną.

Na obszarze Peru znajdują się liczne mniejsze wulkany wygasłe. W tzw. Dolinie Wulkanów stwierdzono setki stożków wulkanicznych.

Wulkany Kordyliery Wschodniej. Również i w Kordylierze Wschodniej nierzadkie są olbrzymie góry pochodzenia wulkanicznego. Z wygasłych wulkanów tego obszaru można by wymienić

109
Peladito (5900 m), Cerro Blanco (5000 m), Nevado Dos Conos (5900 m), Peinado (5800 m), Montero (6000 m), Volcan (5660 m), Bertrand (5400 m), Cerro Azul (5000 m), nie licząc mniejszych.

WULKANY EKWADORU I KOLUMBII

Obok licznych wulkanów wygasłych na tym obszarze występuje 11 wulkanów czynnych.

Najbardziej znanym jest ekwadorski wulkan Cotopaxi, leżący w pobliżu równika, na północny wschód od portowego miasta Guayaquil i na południowy wschód od miasta Quito. Jest to piękna stożkowa góra, rywalizująca pod tym względem ze sławnym japońskim wulkanem Fudzi-jama.

Wysokość wulkanu Cotopaxi wynosi 5896 m. Wulkan ten uważany jest za jeden z najwyższych wulkanów świata na lądzie, z uwagi na jego względną wysokość, która wynosi blisko 3000 m. Od lipca do września 1972 r. szczegółowe badania geologiczne wulkanu Cotopaxi przeprowadziła czechosłowacko-polska wyprawa alpinistyczno-naukowa z udziałem polskiego geologa dr An-Wulkan Cotopaxi w Ekwadorze (fot. J. Dobrzyński)

111

Krater wulkanu Cotopaxi (fot. J. Dobrzyński)

drzeja Paulo i J. Dobrzyńskiego. Cotopaxi jest typowym strato-wulkanem o niezwykle regularnym, stożkowym zarysie (str. 111). Podstawa stożka ma średnicę 22 km, nachylenie stoków wzrasta stopniowo od około 15° do 30—45° w części wierzchołkowej. Potoki lawowe, pokrywy tufów i osady laharowe tego wulkanu zajmują obszar 380 km²; objętość stożka ocenia się na ponad 270 km³. Średnica krateru wynosi od 700 do 800 m, głębokość 400—500 m. Górna część stożka jest pokryta czapą lodową i śniegiem, z wyjątkiem najbliższego sąsiedztwa krateru.

W wyniku blisko dwumiesięcznego kartowania geologicznego stoków wulkanu w strefie wysokości 3800—4800 m uczestnicy wyprawy „Cotopaxi 72”, jak nazwano tę wyprawę, sporządzili mapy litostratygraficzną i geomorfologiczną, obejmujące obszar

112

gi ZZ12 ES3

Rumicorral

s

6000 5000 -

Morurco

Cotopair

Przekrój geologiczny wulkanu Cotopaxi — wg A. Paulo

1 — paleozoiczne łupki metamorficzne podłoża; 2—5 wulkaniczne skały podłoża; 6 — młode skały wulkaniczne: czarne — lawy, zakropkowane — osady piroklastyczne

ponad 200 km². Korzystając z osłabionej aktywności wulkanu dokonano także, po raz pierwszy w historii, zejścia do krateru celem pobrania próbek oraz przeprowadzenia obserwacji i pomiarów. Powyższe badania były pierwszymi po przeglądowych pracach geologów niemieckich Reissa, A. Stuebela i in., przeprowadzonych w drugiej połowie ubiegłego stulecia. Wyprawa czecho-słowacko-polska przeprowadziła również wrywkowe obserwacje wulkanów Sangay (5230 m) i Quilotoa (3981 m) oraz wygasłych Chimborazo (6310 m) i Ruminahui (4782 m).

Przeprowadzone badania terenowe uzupełniono mikroskopowymi obserwacjami petrograficznymi oraz analizami chemicznymi, które wykazały, że głównym materiałem wulkanu Coto-paxi są andezyty, występujące w kilku odmianach, oraz tufy wulkaniczne.

Jeden z pierwszych opisów tego wulkanu zawdzięczamy Humboldtowi, który w roku 1802 próbował zdobyć jego szczyt, co udało się dopiero 70 lat później geologom Reissowi i Stuebelowi. Najdawniej znany wybuch popiołów połączony z błotnistymi lawinami nastąpił w roku 1534. Wybuch w roku 1698 zniszczył miejscowość Tacunga, której 3/4 ludności poniosło śmierć. Liczne wybuchy tego wulkanu obserwowano w wieku XVIII i XIX.

Na południe od Cotopaxi leży wulkan Tunguragua (5087 m), zwany także Czarnym Olbrzymem, stanowiący stałą groźbę dla okolicy. Częste podziemne wstrząsy i drżenia oraz wydobywające się ze szczytu wulkanu chmury pary wodnej świadczą o tym, że jest to wulkan czynny. Z północnego zbocza wulkanu spłynął, prawdopodobnie w czasach przedhistorycznych, potok lawowy, który osiągnął długość 12 km. Podobne wielkie wypływy lawy nastąpiły w latach 1776—1781 oraz w roku 1886.

Czynnym wulkanem Ekwadoru jest również leżący na wschód od Guayaquil wulkan Sangay. Nosi on także nazwę Płonącej Grozy Andów. Jest to stożkowa góra o wysokości 5230 m, pokryta w części szczytowej wiecznym śniegiem. Wulkan ten uważany jest za najciekawszy w jfcan świata, ponieważ od dwustu lat wykazuje stale żywą aktywność. Pierwszy jego wybuch nastąpił w roku 1728. Silne wybuchy obserwowano w latach 1849, 1880 i 1903. W czasie wybuchów tego wulkanu popioły wulkaniczne wznoszące się do wysokości ponad dziesięciu kilometrów, opadały na

Wygasły wulkan Ekwadoru Chimborazo

przybrzeżną strefę Oceanu Spokojnego. Silna erozja wytworzyła na stokach Sangaya liczne żebrowate zagłębienia; siły jednak budujące, związane z wyrzucaniem popiołów wulkanicznych i tworzeniem się tufów, przewyższają siły niszczące.

Z wulkanów wygasłych tego obszaru najbardziej znany jest Chimborazo (6267 m), położony na południowy zachód od Coto-paxi. Jest to najwyższy wulkan Ekwadoru, uchodzący przez długi czas za najwyższą górę Ameryki Południowej. Od wysokości 4700 m pokryty jest wiecznym śniegiem i lodem. Kilkanaście jeziorów lodowców spływa dolinami w dół, zwłaszcza od strony północnej. W roku 1802 Humboldt wraz z Bonplandem doszli blisko szczytu, aż do wysokości 5749 m; sam szczyt został zdobyty dopiero w roku 1880 przez angielskiego podróżnika i alpinistę Edwarda Whympera.

Zlodowaceniu w częściach szczytowych uległy i inne wielkie wygasłe wulkany Ekwadoru, jak odznaczający się piękną sylwetką wulkan Iliniza (5305 m), położony na północ od Chimborazo. Z wulkanów Kolumbii wymienić należy rozłożysty wulkan Tolima w Kolumbii, którego wysokość wynosi 5620 m n.p.m., a względna aż 1800 m. Silne wybuchy zanotowano w latach 1595 i 1826.

Wygasły wulkan Ekwadoru Chimborazo

przybrzeżną strefę Oceanu Spokojnego. Silna erozja wytworzyła na stokach Sangaya liczne żebrowate zagłębienia; siły jednak budujące, związane z wyrzucaniem popiołów wulkanicznych i tworzeniem się tufów, przewyższają siły niszczące.

Z wulkanów wygasłych tego obszaru najbardziej znany jest Chimborazo (6267 m), położony na południowy zachód od Cotopaxi. Jest to najwyższy wulkan Ekwadoru, uchodzący przez długi czas za najwyższą górę Ameryki Południowej. Od wysokości 4700 m pokryty jest wiecznym śniegiem i lodem. Kilkanaście jeziorów lodowców spływa dolinami w dół, zwłaszcza od strony północnej. W roku 1802 Humboldt wraz z Bonplandem doszli blisko szczytu, aż do wysokości 5749 m; sam szczyt został zdobyty dopiero w roku 1880 przez angielskiego podróżnika i alpinistę Edwarda Whympera.

Zlodowaceniu w częściach szczytowych uległy i inne wielkie wygasłe wulkany Ekwadoru, jak odznaczający się piękną sylwetką wulkan Iliniza (5305 m), położony na północ od Chimborazo. Z wulkanów Kolumbii wymienić należy rozłożysty wulkan Tolima w Kolumbii, którego wysokość wynosi 5620 m n.p.m., a względna aż 1800 m. Silne wybuchy zanotowano w latach 1595 i 1826.

Wygasły wulkan Ekwadoru Chimborazo

przybrzeżną strefę Oceanu Spokojnego. Silna erozja wytworzyła na stokach Sangaya liczne żebrowate zagłębienia; siły jednak budujące, związane z wyrzucaniem popiołów wulkanicznych i tworzeniem się tufów, przewyższają siły niszczące.

Z wulkanów wygasłych tego obszaru najbardziej znany jest Chimborazo (6267 m), położony na południowy zachód od Coto-paxi. Jest to najwyższy wulkan Ekwadoru, uchodzący przez długi czas za najwyższą górę Ameryki Południowej. Od wysokości 4700 m pokryty jest wiecznym śniegiem i lodem. Kilkanaście jeziorów lodowców spływa dolinami w dół, zwłaszcza od strony północnej. W roku 1802 Humboldt wraz z Bonplandem doszli blisko szczytu, aż do wysokości 5749 m; sam szczyt został zdobyty dopiero w roku 1880 przez angielskiego podróżnika i alpinistę Edwarda Whympera.

Zlodowaceniu w częściach szczytowych uległy i inne wielkie wygasłe wulkany Ekwadoru, jak odznaczający się piękną sylwetką wulkan Iliniza (5305 m), położony na północ od Chimborazo. Z wulkanów Kolumbii wymienić należy rozłożysty wulkan Tolima w Kolumbii, którego wysokość wynosi 5620 m n.p.m., a względna aż 1800 m. Silne wybuchy zanotowano w latach 1595 i 1826.

WULKANY AMERYKI ŚRODKOWEJ

Na stosunkowo niezbyt wielkim obszarze Ameryki Środkowej skupiły się liczne wulkany, z których część należy do wulkanów czynnych.

Najbardziej znanym czynnym wulkanem Kostaryki jest Irazu (3452 m), wznoszący się około 2600 m ponad otoczenie. Z kilku kraterów częściej aniżeli lava wypływały szlamowe lawiny, dając materiał bardziej podatny na erozję. Jeden z najwyższych położonych kraterów wypełniony jest wodą, z innego wydobywa się para wodna.

Silne wybuchy wulkanu Irazu nastąpiły w latach 1723, 1910, 1917 i 1919. Wybuch w roku 1917 wyrzucił duże ilości produktów

Wulkan Irazu (Kostaryka).

Ściany kraterów poślózione bruzdami erozyjnymi

116

wulkanicznych i szlamu, które pokryły znaczną powierzchnię. Podobny charakter miał wybuch w roku 1919 i słabsze w latach późniejszych.

Leżący w sąsiedztwie wulkan Poas (2678 m) o wysokości względnej 1600 m wykazał silną aktywność wulkaniczną w roku 1910. Wulkan ten ma trzy kratery, z których jeden wypełniony jest gotującą się wodą, wyrzucaną w górę paroksyzmami drobnych eksplozji gejzerowych.

Czynnym wulkanem Kostaryki jest również Turrialba (3342 m), mający cztery kratery.

Obok wulkanu Coseguina, którego wybuch w roku 1835 należy do największych na Ziemi — na uwagę zasługuje grupa wulkanów Maribios rozsiana nad jeziorem Managua, w pobliżu stolicy Nikaragui tej samej nazwy. Czynnym wulkanem jest Momotombo o wysokości 1258 m (względna wysokość 1200 m). W ostatnich czasach wybuchy tego wulkanu zdarzają się rzadko i wulkan dymi spokojnie. Czynnymi, stale dymiącymi wulkanami Nikaragui, są również Cerro Negro i Telica, położone na północny zachód od Momotombo.

Ostatnio w pobliżu Managua wykopano stwardniałe wulkaniczne błoto, na którym zachowały się głęboko odcisnięte ślady stóp ludzi i zwierząt, uciekających przed wybuchem wulkanu, sprzed pięciu tysięcy lat.

Najbardziej wulkanicznym obszarem w całej Ameryce jest Salwador, chociaż powierzchnia tego kraju wynosi zaledwie 34 000 km². Stanowi ona ważną część „ognistej strefy”, opasującej Ocean Spokojny. Znajdują się tu cztery wielkie czynne wulkany oraz wiele innych, które wydają się być wygasłe.

Wulkan San Miguel jest regularnym stożkiem wznoszącym się na 2500 m nad równiną. Ostatnie erupcje tego nieczynnego dzisiaj wulkanu składały się głównie z potoków lawy, spływających z boków góry, blisko podstawy. W roku 1848 lava wylała się kilkoma otworami na wschodnim stoku na wysokości 600 m; wylewom lawy towarzyszyły wybuchy. Wypływające potoki lawy rozlewały się we wszystkich kierunkach, na wiele kilometrów, stwarzając rozległe bariery nie do przebycia. Przez wielki potok u podnóża San Miguel prowadzi zbudowana później linia kolejowa.

117

Wulkan Izalco, zwany Zniczem Południowej Ameryki, widoczny jest daleko z morza. Niemal bez przerwy odbywające się erupcje stwarzają w nocy niezapomniany, fantastyczny widok olbrzymiego rozżarzonego stożka. Popularne jest tu powiedzenie: „góra kąpie się w ogniu”. Izalco jest wulkanem stosunkowo młodym; w tym miejscu, gdzie jest on obecnie, znajdowało się kiedyś gospodarstwo wiejskie z hodowlą bydła. W roku 1770 nastąpiło trzęsienie ziemi. Ku zdumieniu i przerażeniu mieszkańców z powstałej szczeliny zaczął wydobywać się gigantyczny słup pary, a następnie wypływać lava. Z wyrzucanych na znaczną wysokość stałych materiałów skalnych i popiołów zaczął tworzyć się stożek, który dzisiaj osiągnął wysokość prawie 2000 metrów. Niemal co kilka minut następował potężny wybuch, podobny do olbrzymiego gejzeru. Obserwacje wykazują, że wskutek ciągłego wyrzucania materiałów wulkanicznych, stożek wulkanu Izalco ciągle jeszcze rośnie.

Wulkan ten wydawał się nie mieć krateru, co przez długi czas bardzo intrygowało wulkanologów. Obserwacje prowadzone ze szczytu sąsiedniej wyższej góry wykazały, że podczas erupcji wydobywające się gazy otwierają szczeliny, którymi wylewa się lava i wylatują skalne materiały wulkaniczne. Po ukończeniu erupcji materiał skalny spadający na szczyt wulkanu zostaje jakby zamalgamowany przez ciekłą lawę, wypełniającą otwarte szczeliny. W ten sposób powstałe szczeliny kraterowe zanikają, aby otworzyć się dopiero przy następnej erupcji.

Izalco zalicza się do najbardziej aktywnych wulkanów na świecie. Wyrzucił on dotąd więcej lawy, niż jakikolwiek inny wulkan Ameryki Środkowej.

W pobliżu stolicy znajduje się wulkan o tej samej nazwie — San Salvador. Do roku 1917 zachowywał się on spokojnie i od ponad 300 lat był uważany za wygasły. Krater o kształcie głębokiej czary ma ponad 800 m szerokości i około 700 m głębokości. Zawiera on piękne, głębokie jezioro o przezroczystej wodzie barwy zielonej. Dnia 7 czerwca 1917 roku rozpoczęła się seria trzęsień ziemi, która wkrótce obróciła miasto San Salvador w stos gruzów. Jak opisują naoczni świadkowie tego potężnego zjawiska, o godzinie 9,30 powstał gwałtowny ruch ziemi. Sąsiedni wulkan został spowity morzem płomieni tak ogromnych, że wydawały się one wy-

118

pełniać całe niebo. Bezpośrednio potem rozległ się potężny grzmot, a na przerażonych mieszkańców stolicy zaczął się sypać z góry deszcz popiołów i piasków wulkanicznych. Erupcja nastąpiła na zboczu wulkanu, na znacznej wysokości, niedaleko starego krateru. Nowo powstały krater został wkrótce zacopowany i wtedy nastąpiła erupcja ze starego krateru, w którym znajdowało się jezioro.

Najpierw samo jezioro zaczęło się silnie świecić. Efekt ten był wywołany wylewającą się z dna jeziora rozżarzoną do białości lawą, która z powodu wielkiej głębokości wody nie mogła osiągnąć powierzchni. Kiedy znaczna część wody wyparowała z powodu wewnętrznego ciepła, pośrodku jeziora od czasu do czasu ukazywała się czarna masa lawy, która znowu z powrotem zanurzała się w głąb jeziora. W końcu jezioro całkowicie uległo wyparowaniu.

Na osuszonym dnie dawnego jeziora ukazała się mała szczelina o długości około jednego metra i kilkunastu centymetrów szerokości, z której zaczęły wydobywać się płomienie. Następnie usłyszano potężną detonację, podobną do salwy z dział armatnich. Cały wulkan zdrzął, a wielki słup pary wznosił się w górę, tworząc bardzo wysoką chmurę. Wśród pary można było widzieć kawałki lawy różnej wielkości. Największe bryły spadały z nieznaczonej wysokości, po czym rozbite na drobniejsze odłamki wylatywały znacznie wyżej. Proces ten powtarzał się wielokrotnie, prowadząc do coraz większego rozdrobnienia wyrzucanych materiałów.

W różnych okresach czasu tworzyły się nieraz podmorskie wulkany, które rosnąc wynurzały się wreszcie nad powierzchnię morza. Wulkany jednak wynurzone z dna wody słodkiej należą do rzadkości. W roku 1879 jezioro Ilopango w środkowej części republiki Salwador stało się centrum gwałtownego trzęsienia ziemi, po którym nastąpiło natychmiastowe zmniejszenie się ilości wody w jeziorze. Po dwu. miesiącach poziom wody w jeziorze obniżył się o sto metrów. W czasie trzęsienia ziemi jezioro znajdowało się w silnym ruchu, a olbrzymia ilość pary wznosiła się z jego środkowej części. Jednej nocy zanotowano większe niż zwykle zaburzenie powierzchni wody, a następnego ranka spostrzeżono pośrodku jeziora wynurzone sterczące skały, z których

119

wznosił się olbrzymi słup pary. Erupcje trwały przeszło miesiąc. Wysepka skalna rozrastała się, a stale wydobywający się z niej słup pary dochodził do 300 m wysokości. W tym czasie wody jeziora zostały tak przesycone gazami siarkowymi, że ryby, obficie tam przedtem żyjące, całkiem wyginęły. Utworzona wysepka zajmowała po zakończeniu erupcji powierzchnię około dwóch hektarów; tworzyły ją sterczące skały o wysokości kilkudziesięciu metrów. Podobieństwo do zęba trzonowego dało początek nazwie La Muela (hiszp. la muela — ząb trzonowy). Cała okolica jeziora Ilopango zbudowana jest ze skał wulkanicznych, co pozwala przypuszczać, że jezioro wypełnia dawny krater.

Liczne wulkany występują w Gwatemali. Ich popioły nadają glebie nadzwyczajną żyzność, stąd też na stokach wulkanów znajdują się liczne plantacje, zwłaszcza kawy.

Wulkany Gwatemali nie mają charakteru wulkanów lawowych. Stożki ich zbudowane są ze stopniowo narastających popiołów, które tworzą stoki o nachyleniu około 45°.

Wulkan Santa Maria, położony w zachodniej Gwatemali, w pobliżu meksykańskiej granicy, jest jednym z najpiękniejszych wulkanów. Ma on 3768 m wysokości i dominuje nad okolicą (wys. względna 2200 m).

Najgłośniejszy wybuch tego wulkanu nastąpił 24 października 1902 roku. Oblicza się, że spadłe

popioły pokryły przestrzeń ponad 300 km². Wiele domów i zabudowań w najbliższej okolicy uległo zgnieceniu pod ciężarem opadłych produktów wulkanicznych. W niektórych przypadkach uległy one całkowitemu zniszczeniu. Według współczesnych obliczeń w czasie tego wybuchu około sześć tysięcy osób straciło życie. Chmura wydobywająca się z wulkanu sięgała na wysokość ponad 20 km, a odgłosy eksplozji słyszano w Kostaryce w odległości ponad 800 km. Cały bok góry został oderwany i zrzucony; pozostała prawie pionowa skała o wysokości ponad 2000 m, tworząc krater długości 1500 m, a szerokości 1000 m. Głębokość krateru wynosiła około 500 m.

Straty na plantacjach były bardzo duże. Wkrótce jednak potem przekopano warstwy popiołów, nieraz grubości jednego metra i zasadzono nowe krzewy, które przyjęły się doskonale i w niedługim czasie pokryły cały obszar zajęty przez popioły wul-

120

kaniczne. Inna potężna erupcja wulkanu Santa Maria nastąpiła w roku 1929.

Volcan del Fuego (Wulkan Ognia) ma wysokość blisko 4000 m. Potężną aktywność wykazywał w XVI wieku, a przerażenie, jakie — według relacji hiszpańskich — wywoływał u ówczesnych krajowców, może świadczyć, że znali skutki strasznych jego wybuchów i że czynny on był także jeszcze przed przybyciem zdobywców hiszpańskich. W roku 1932 oderwany został w czasie wybuchu szczyt wulkanu, a wyrzucane popioły pokryły przestrzeń w promieniu ponad 80 km.

Volcan de Agua (Wulkan Wody), znajdujący się w pobliżu wulkanu Fuego, jest wulkanem wygasłym. W czasie najazdu Hiszpanów krater jego na szczycie wypełniony był wodą, tworząc jezioro. W roku 1549 ściana krateru oderwała się z jednej strony w czasie trzęsienia ziemi i olbrzymie masy wód spłynęły po zboczach, unosząc ze sobą skały i drzewa, które znalazły się na ich drodze. Te mulaste lawiny skalne wdarły się i zniszczyły stolicę hiszpańską, zbudowaną u stóp góry, na miejscu której znajduje się dzisiaj miasto Vieja. Na północny wschód od tego starego miasta została zbudowana nowa stolica (obecnie miasto Antigua). W roku 1717 podczas erupcji wulkanu Fuego została ona doszczętnie zniszczona i z konieczności musiano przenieść stolicę, tym razem na miejsce dzisiejszego miasta Gwatemala.

W pogodny dzień ze szczytu Agua można widzieć oba oceany — Spokojny i Atlantycki. Silne przejawy działalności wulkanicznej w Gwatemali, połączone z lokalnymi trzęsieniami ziemi, dały się odczuć w 1974 r. W październiku tego roku nastąpił jednocześnie wybuch trzech wulkanów w postaci gwałtownej eksplozji i wyrzucenia w powietrze dużych ilości popiołów wulkanicznych oraz potoków lawowych. Na znacznych obszarach plantacje kawy, bawełny i innych upraw, pokryte płaszczem opadłych popiołów wulkanicznych, grubości dochodzącej miejscami do jednego metra, zostały zupełnie zniszczone. W bezpośrednim sąsiedztwie wybuchu ludność (15 000 ludzi) musiano ewakuować.

Wulkany Meksyku są tak liczne, że opisać można tylko niektóre najważniejsze i najbardziej znane. Rozmieszczenie ich zwią-

121

zane jest z budową geologiczną i obecnością linii dyslokacyjnych, których prześledzenie jest nieraz bardzo trudne. Wulkaniczne bowiem produkty młodych wybuchów, zwłaszcza w zachodniej części Meksyku, zakrywają nieraz całkowicie wcześniej utworzone fałdy górskie. Najwyższe wulkany, o wysokości ponad 3500 m, leżą w wąskim pasie, szerokim zaledwie na 100 km, pomiędzy 19° a 20° północnej szerokości geograficznej. Są to: Pico de Orizaba (5700 m), Popocatepetl (5452 m), Ixtaccihuatl (5169 m), Ne-vado de Toluca (4558 m), Nevado de Colima (4500 m), Malinche (4122 m), Cofre de Perote (4090 m), Volcan de San Andres (4000 m), Pico de Tancitaro (3860 m), Volcan de Colima (3866 m), Ajusco (3951 m), Patamban (3750 m) i Volcan de Zamara (3590 m).

Na terenie Meksyku utworzył się w roku 1943 nowy wulkan Paricutin, który stał się przedmiotem licznych opracowań naukowych (por. Narodziny wulkanu).

Najlepiej poznaną górą Ameryki Środkowej jest wulkan Popocatepetl („Dymiąca Góra” po aztecku) wysoki na 5452 m, leżący

122

na południe od Mexico, stolicy kraju. Szczyt Popocatepetl zwanego także Popo, jest stale pokryty śniegiem, podczas gdy u jego podnóża rosną banany, palmy, pomarańcze i drzewa mangowe. Krater

ma średnicę ponad 600 m; wewnątrz niego znajduje się niewielkie jezioro, do którego wody dostarcza topniejący śnieg. Para wydobywa się spokojnie przez szczeliny z dna krateru i często ponad szczytem kłębią się girlandy par siarkowych, stanowiąc jak gdyby przestrożę, że Popo tylko drzemie i może obudzić się w każdej chwili. Siarka z krateru, osadzona na dnie i zboczach, była zbierana przez „volcaneros” dla celów handlowych.

W odległości kilkunastu kilometrów od Popocatepetl znajduje się wulkan Ixtaccihuatl — „Biała Kobieta” po aztecku. Wulkan ten jest również znany jako „Śpiąca Pani”, gdyż jego wydłużony i pokryty śniegiem szczyt zdaje się przybierać czasem postać śpiącej kobiety. Aztekowie uważają wulkany Popo i Ixta za kochanków, którzy stale spoglądają na siebie. Ixtaccihuatl jest starszym wulkanem od Popo i jego krater zamknął. Uważa się go za wulkan wygasły.

W południowym Meksyku wulkaniczny pas ciągnie się przez wnętrze kraju dotykając Zatoki Meksykańskiej i Oceanu Spokojnego. W tym pasie rozmieszczone są zarówno wygasłe jak i czynne wulkany. Na uwagę zasługuje wulkan Tancitaro, który ma aż 170 kraterów.

Wulkaniczna góra Orizaba, położona w odległości około 100 km na zachód od Vera Cruz, wykształcona jest w postaci symetrycznego stożka o szczycie pokrytym śniegiem. Starożytna nazwa tego wulkanu brzmi: Citlal-tepetl, co oznacza „Gwiazdzista Góra”. Na szczycie wulkanu widoczne są trzy kratery, zwykle wypełnione śniegiem. Wulkan ten był czynny w XVI wieku, a ostatnia obserwowana erupcja nastąpiła w połowie XVIII wieku. Jest to wulkan drzemiący lub wygasły. Orizaba jest otoczony przez lawę, pochodzącą z jego własnej erupcji.

Xinantecatl (aztecka nazwa „Nagi Pan”), nazywany również Śniegiem Toluki, położony jest w pobliżu miasta Toluca. Na jego szczycie znajdują się dwa kratery, które tworzą jeziora wypełnione wodą. W większym jeziorze o głębokości około 10 m żyją ryby. Xinantecatl uważany jest za wulkan wygasły.

W odległości około 50 km na północ od wulkanu Orizaba wznosi się

Wulkan Orizaba, będący dla Azteków świętą górą, nazywany jest Cofre de Perote. Wysokość jego wynosi 4090 m, a szczyt ma zarys czworoboczny. Gdy spogląda się na niego od strony zatoki, sprawia wrażenie sarkofagu lub kufra i stąd pochodzi jego nazwa. Jest to wulkaniczny stożek, którego młodość już minęła; w dużej mierze uległ on działaniu sił erozji.

Tuxtla jest wulkanem położonym na wschodnim wybrzeżu Zatoki Meksykańskiej w odległości około 130 km na zachód od Vera Cruz. Wysokość tego wulkanu wynosi prawie 1500 m. Jego nieznaczna wysokość związana jest z faktem, że w roku 1793 gwałtowna eksplozja zerwała szczyt góry i rozrzuciła jego materiał daleko

124

i szeroko po przyległej okolicy. Był to jeden z największych wybuchów wulkanicznych czasów nowożytnych. Od tego czasu były erupcje mniej gwałtowne.

Colima, wspaniały wulkan o wysokości 4500 m, stanowi końcowe ogniwo wulkanicznego pasa, który biegnie przez Meksyk; Colima był czynnym wulkanem w czasie ostatniego stulecia; lawa wydobywała się prawie stale z bocznych otworów wielkiego stożka. Te mniejsze kratery nazywano synami Colimy. Wulkan ten miał okres dużej aktywności przez kilka tygodni w roku 1903, która zaznaczyła się słupami popiołów, unoszących się na wysokość ponad dwudziestu kilometrów. Również na Półwyspie Kalifornijskim występują pola lawowe i wulkaniczne góry. Na północy najwyższym wulkanem jest Santa Catalina (Calamahue) o wysokości 3089 m. Drzemiącym wulkanem, którego działalność wulkaniczną obserwowano ostatnio w roku 1857, jest trójszczytowa góra Tres Virgines („Trzy Dziewice”).

Bardzo młodym wulkanem jest Jorullo, który niespodziewanie utworzył się 28 września 1759 roku pośrodku uprawnej równiny. Dawniejsze relacje podawały, że wulkan ten powstał w ciągu jednej nocy. Miejsce to odwiedził w pół wieku później A. Humboldt i zebrał informacje od krajowców, którzy byli naoczniymi świadkami tego niezwykłego zjawiska. Pierwszy gwałtowny wybuch wulkanu trwał kilka miesięcy, a erupcje powtarzały się przez ponad czterdzieści lat. Wulkan ten wypełnił lawą leżące doliny i spalił rozległą równinę, którą pokrywały plantacje trzciny cukrowej i

indygo.

Przy pierwszej erupcji wulkan wyrzucił wielkie bloki skalne, mniejsze odłamy i popioły. W górę wznosiły się chmury pary i pyłów; równocześnie wypływała lava. Utworzyły się cztery stożki, z których najwyższy Jorullo (1320 m) osiągnął wysokość ponad czterystu metrów.

Wysoki na 3951 m Ajusco, leżący na południe od Villa Obregon, jest wulkanem wygasłym. Jego lava o grubości nawet do 30 m wypłynęła przypuszczalnie przed kilku tysiącami lat. Najbardziej interesującą rzeczą jest to, że potoki lawowe tego wulkanu pokryły co najmniej jedną, a może więcej osad indiańskich. W ten sposób zachowały się one w nienaruszonym stanie. Odkry-

125
cia tego dokonano dzięki temu, że w tej lawie założono kamieniołom bazaltowy dla otrzymania materiału potrzebnego do budowy dróg. Podczas robót górniczych znaleziono zachowane ludzkie szkielety i wyroby garncarskie, przedstawiające prawdopodobnie najstarszą kulturę na amerykańskiej ziemi. W wykopanych podziemnych tunelach zaprowadzono światło elektryczne. Zwiedzający mogą oglądać stare ludzkie szkielety i przedmioty codziennego użytku leżące w takiej pozycji, w jakiej pokryły je potoki lawy przed wielu wiekami.

WULKANY STANÓW ZJEDNOCZONYCH AMERYKI

Wśród wulkanów Ameryki Północnej, oddalonych przeważnie od osiedli ludzkich, tylko niektóre wykazały aktywność w czasach historycznych. Występują one w obrębie zachodnich systemów górskich Sierra Nevada i Gór Kaskadowych. Niektóre z nich to prawdziwe olbrzymy znacznie przekraczające 3000 metrów. Stwarzają one imponujący krajobraz potężnych stożków. Szereg tych wielkich wulkanów rozpoczyna Lassen Peak leżący w północno-wschodniej Kalifornii; wysokość jego wynosi 3187 m. Wulkan ten znajduje się w obrębie parku narodowego, Lassen Volcanic National Park, utworzonego w roku 1916 dla ochrony krajobrazu wulkanicznego. Pierwsza, od pojawienia się białego człowieka, erupcja Lassen Peak nastąpiła w roku 1914. W ciągu tego roku zaobserwowano ponad 150 erupcji. Niektóre z nich były dosyć gwałtowne. Słupy dymu wznosiły się do wysokości 300 m, a fragmenty skalne były wyrzucane na odległość ponad 1 km.

W maju nastąpił wylew lawy, która przez szczyt w obramowaniu krateru przelała się w dół w postaci jezora o długości 300 m. Wskutek stopnienia śniegu wytworzyły się niszczące potoki błota, które spływając rozniosły całe tony materiału skalnego na odległość około 10 km.

Nowa seria eksplozji nastąpiła w roku 1917. Wybuchy popiołów nastąpiły również w latach 1925 i 1926.

Najbliższym wielkim stożkiem wulkanicznym Kalifornii (4317 m) jest Mt. Shasta. Sam szczyt jego pokrywa mały lodowiec. Mt.

126

Jezioro w kalderze wulkanu Mazama

Shasta jest stratowulkanem o symetrycznej budowie stożkowej; nachylenie stoków wynosi około 35°. Oprócz dwóch wielkich kraterów, z których mniejszy położony jest o 600 m niżej, niezliczone małe kratery są gęsto rozsiane naokoło wulkanicznego stożka. Zastygłe potoki lawy stanowią dowód dawnych wylewów. Największy z nich, długości 80 km, spłynął do kanionu rzeki Sacramento. Wszystkie potoki lawowe są bardzo młode; utworzyły się już po zlodowaceniach plejstoceńskich. Wulkan Shasta uważa się za wulkan wygasły o zachowanej działalności fumarolowej.

Malownicze jezioro kraterowe w Oregonie, Crater Lake (2400 m), jest wielką kalderą o średnicach 7,2 i 10,5 km. To najgłębsze jezioro Stanów Zjednoczonych (głębokość ok. 600 m) jest pozostałością po dawnym wielkim wulkanie Mt. Mazama przypuszczalnej wysokości około 4000 m, który został zniszczony silnym wybuchem. Na niewielkiej wysepce Wizard zachował się dawny stożek wulkaniczny z kraterem wypełnionym zastygłą lawą. Dwa inne stożki wulkaniczne znajdują się pod wodą jeziora.

Aktywność wulkaniczną w ubiegłym stuleciu wykazał Mt. Hood (3421 m). Opady popiołów zaobserwowano w roku 1854. Czynnym wulkanem jest również Mt. Helens. Wylewy lawy nastąpiły w roku 1841, a wybuchy popiołów w latach 1842, 1843 i 1854.

Najwyższym czynnym wulkanem Ameryki Północnej w stanie Waszyngton jest Mt. Rainier (wys. 4321 m). Szczyt jego jest pokryty śniegiem i lodowcami. Krater tego wulkanu ma średnicę około 400 m. Silne wybuchy miały nastąpić w latach 1841 i 1843.

Krater wygasłych wulkanów i potoki starych law występują nie tylko w pasie wulkanicznym nad Oceanem Spokojnym. Obserwować je można także w stanach Idaho, Oregon i Waszyngton, w Utah, Kolorado, Nevada, Nowy Meksyk i Arizona.

Na Alasce, pomiędzy zatoką Alaska i środkowym biegiem Jukonu, znajduje się grupa wulkanów Wrangla. Niedaleko wygasłego olbrzyma Mt. Blackburn (4919 m) znajduje się Mt. Wrangel (4269 m). Słabe wybuchy tego wulkanu zanotowano w latach 1819, 1864, i 1907.

Pięknym stożkowym wulkanem jest Mt. Carroll. Wznoszące się stale dymy ze szczytu tego wulkanu świadczą o jego ciągłej aktywności.

128

Piękny stożek dymiący wulkanu Alaski Mt. Carroll

Przez półwysep Alaski i dalej przez archipelag Wysp Aleuckich ciągnie się pas wulkaniczny, który poprzez półwysep Kamczatki, archipelag Wysp Kurylskich i Wyspy Japońskie przechodzi na zachodni brzeg Oceanu Spokojnego. Najgłośniejszy był wybuch wulkanu Katmai i Nova Rupta w roku 1912.

Na południowy zachód od Katmai, w odległości około 200 km, znajduje się duży krater wulkanu Aniakchak, leżącego na północny zachód od zatoki tej samej nazwy.

Chociaż z krateru wulkanu wypływa duża rzeka wpadająca do Oceanu Spokojnego, wulkan ten aż do roku 1922 był zupełnie nieznan. W środku obszernego krateru znajduje się wulkaniczne wzniesienie, stanowiące jak gdyby oddzielny miniaturowy wulkan o wysokości 670 m. Średnica kaldery wynosi około 10 km. Stożek utworzony z materiałów piroklastycznych znajduje się w środku koncentrycznie ułożonych potoków lawy, przypominających z daleka sieć pajęczą.

Wulkany i człowiek — 9

129

Dalej w kierunku południowo-zachodnim znajduje się wulkan Vemiaminof, czyli Black Peak.

Dymił on w latach 1830 i 1840; ostatni większy wybuch tego wulkanu nastąpił w roku 1892.

Mt. Pawłow (Pavlof) jest wulkanem dwukraterowym o wysokości 2874 m. Północny krater czynny był w latach 1762—1886. Później centrum wulkaniczne przeniosło się ku południowi; południowy krater był czynny w latach 1866, 1890, 1892 i 1914.

Wulkan Miedwienikowski czynny był w drugiej połowie XVIII w. i w pierwszej połowie XIX wieku. Ostatnim wulkanem półwyspu Alaski jest Morszowski, czynny w drugiej połowie XVIII wieku.

WULKANY NA ALEUTACH I KOMANDORACH

Do Alaski należy archipelag Aleutów ciągnący się na przestrzeni 2500 km w kierunku południowo-zachodnim. Po południowej stronie tego łańcucha wysp wulkanicznych znajduje się rów Aleutów o głębokości ponad 6000 m; w zachodniej części głębia oceaniczna osiąga 7380 m. Nie wszystkie ze 150 wysp archipelagu Aleuckiego są całkowicie pochodzenia wulkanicznego. Na niektórych występują również inne skały krystaliczne oraz skały osadowe.

Niektóre z wulkanów na Aleutach wykazywały ożywioną działalność w ostatnich dwóch stuleciach. Najbardziej interesująca jest wyspa Jana Ewangelisty (Bogosłowa, nazwa aleucka — Aga-szakok), która utworzyła się w roku 1796. W ciągu stulecia zmieniała ona wielokrotnie swój kształt i wielkość. Początkowo wyspa ta składała się z trzech czynnych wulkanów. W roku 1819 osiągnęła ona obwód 7 km i wysokość 130 m. W roku 1907 duży stożek wulkaniczny uległ zniszczeniu, a o dawnej działalności wulkanicznej świadczyła tylko zatoka z gorącą wodą i wydobywającą się z niej parą wodną.

W niedalekim sąsiedztwie powstały w roku 1883 nowe wyspy wulkaniczne: wulkan Grewingka (nazwa od geologa C. Gre-wingka, badacza wysp Aleuckich i Alaski) i wulkan Sw. Augustyna znajdujący się w zatoce zwanej Przejściem Cooka.

Pomiędzy obfitującymi w czynne wulkany Aleutami i pół-wyspem Kamczatką leżą Wyspy Komandorskie, które nazwę swą

wzięły od sławnego odkrywcy i żeglarza, komandora Vitusa Beringa (1680—1741).

Chociaż wyspy te zbudowane są również głównie z materiałów wulkanicznych, budowy ich nie można wiązać z Aleutami, jak to czyniono dawniej. Na Komandorach brak zupełnie przejawów czynnego wulkanizmu; występujące tu lawy i materiały pi-roklastyczne są wieku trzeciorzędowego *.

WULKANY KAMCZATKI

Obszarem bardzo bogatym w wulkany jest Kamczatka. Duże zasługi na polu badań geologicznych tego olbrzymiego półwyspu położył Karol Bohdanowicz **, również wśród nazwisk badaczy Kamczatki widnieje nazwisko Benedykta Dybowskiego ***.

Wulkaniczna działalność Kamczatki związana jest z czwartorzędem, kiedy na tym obszarze utworzyło się około 100 wielkich wulkanów. Najliczniejsze są stożkowe stratowulkany (ponad 60), ponadto stwierdzono obecność wulkanów tarczowych (10), wulkanów kalderowych (10) oraz dużych kalder z centralnymi stożkami wulkanicznymi (10) i ponad 10 wielkich andezytowych i dacytowych słupów ekstruzywnych.

Prócz tego na obszarach młodej działalności wulkanicznej pół-

* Autorem naukowej monografii wydanej w roku 1925 pt. Komando-ry — Studium geograficzno-przyrodnicze, jest polski mineralog i geolog Józef Morozewicz (1865—1941), dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 1919—1937, który w roku 1905 przeprowadzał badania geologiczne z ramienia Petersburskiego Komitetu Geologicznego. Poprzednio dwukrotnie, w latach 1879 i 1882, wyspy te odwiedzał Benedykt Dybowski, który spędził 5 lat na Kamczatce.

** Karol Bohdanowicz (1864—1947), polski geolog, dyrektor Komitetu Geologicznego w Petersburgu, w okresie międzywojennym profesor Akademii Górniczej w Krakowie, przed drugą wojną światową i po wojnie dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie.

*** Benedykt Dybowski (1833—1930), lekarz, zoolog i podróżnik, zesłany w roku 1864 na Sybir. Wsławił się badaniami fauny Bajkału i Kamczatki, na której przebywał 5 lat, zapisując się jako lekarz we wdzięcznej pamięci mieszkańców. Dybowski opisał również niektóre zjawiska wulkaniczne Kamczatki (1881). Po powrocie do kraju (1883) objął katedrę zoologii na Uniwersytecie Lwowskim.

132

wyspu powstały setki niewielkich stożków popiołowych z potokami lawy, które są rezultatem bocznych erupcji dużych wulkanów.

Kraterzy niektórych wulkanów Kamczatki są dobrze zachowane, a ich stoki pokryte licznymi potokami lawowymi. Średnica niektórych wulkanów dochodzi u podstawy do 20 km. Niektóre z nich pokryte są lodowcami. Wiele wulkanów Kamczatki powstało prawdopodobnie w okresie preglacyjnym, lecz późniejsze erupcje zatarły rzeźbę glacialną zboczy wulkanów.

W czasach historycznych czynnych było tylko 13 wulkanów, przy czym większość stanowią wulkany o erupcjach lawowych. Kilkanaście wulkanów znajduje się w stadium solfatarowym.

Wulkany czynne położone są zarówno w środkowej części Kamczatki, jak i w częściach wschodniej i południowej półwyspu. Na zachodzie i północy brak jest wulkanów czynnych.

Największa liczba dużych wulkanów występuje w południowo-wschodniej części Kamczatki pomiędzy zatokami Kamczacką i Kronocką a rzeką Kamczatką dzielącą górski obszar Kamczatki na część zachodnią i wschodnią.

Największe wulkany Kamczatki o imponujących wysokościach zgrupowane są w środkowo-wschodniej części półwyspu na północ od Jeziora Kronockiego, na wschód i południe od rzeki Kamczatki: Kluczewski (4750 m), Bezimiannyj (3085 m), wulkan Kamień (4617 m), Tołbaczik Ostry (3682 m) i Płaskij (3085 m), Zi-mina (3118 m), Udina Bolszaja (2950 m) i Małaja (2000 m), Sred-nij (3020 m), Płaskij (4030 m) i Szewielucz (3335 m).

Czynnymi stratowulkanami tego obszaru są Kluczewski i Bezimiannyj. Wulkan Kluczewski

(Kluczewska Sopka) jest najwyższym wulkanem Kamczatki. Nie ma na kuli ziemskiej ani jednego takiego wulkanu, który by prawie z poziomu morza wznosił się na wysokość blisko 5000 m. Wulkan ten odznacza się regularnym stożkowatym kształtem i stałą działalnością wulkaniczną. Zbocza górnej części stożka, lekko ściętego, mają strome nachylenie do 35°; w części dolnej nachylenie jest znacznie mniejsze. Śnieżnobiały wierzchołek widoczny jest przy jasnej pogodzie z morza, z odległości dochodzącej do 400 km. Nocą, w czasie wybuchu, ognistą lunę widać z Wysp Komandorskich. Na wierzchołku ściętego stożka znajduje się krater średnicy około 500 m. Ściany kra-

133

Kluczewska Sopka. Północno-wschodni skłon wulkanu

teru zbudowane są z lawy i z materiałów piroklastycznych, ułożonych naprzemianległe. Sam szczyt wulkanu pokrywają lodowce, zwrócone we wszystkich kierunkach. Na stokach wulkanu znajdują się liczne boczne kratery, rozmieszczone na różnych wysokościach. Z nich wypływają bazaltowe i andezytowo-bazaltowe potoki lawowe, osiągające długość kilkunastu kilometrów. Po zastygnięciu dają skały andezytowe i bazaltowe. W czasie wybuchu w roku 1829 wypłynęły bardzo wielkie ilości lawy obliczane na prawie 4 km³. Jeden z potoków lawowych szerokości stukilku-dziesięciu metrów posuwał się z bardzo wielką szybkością.

Z głównego krateru w czasie wzmożonej działalności wulkanicznej wydobywają się gazy, a zwłaszcza chlorowódz, tlenki węgla i dwutlenek siarki. Obficie wydziela się również para wodna.

134

W ostatnich 250 latach średnio co 7 lat następuje silniejszy wybuch tego wulkanu. Wulkan Kluczewski jest typowym stratowulkanem, o budowie zbliżonej do śródziemnomorskich wulkanów: Etny, Wezuwiusza i Stromboli. Objętość materiałów wulkanicznych, z których jest zbudowany ten najważniejszy wulkan Kamczatki, oblicza się na 340 km³. Ponieważ średnio w czasie jednego wybuchu zostaje wyrzucone około 500 m³ materiałów wulkanicznych, przypuszcza się, że żywa aktywność tego wulkanu trwa około 5000 lat.

W latach 1935—1939 wulkanologiczne ekspedycje radzieckie szczegółowo badały przebieg wybuchów tego potężnego wulkanu.

Silny wybuch wulkanu Kluczewskiego nastąpił z końcem 1944 i początkiem 1945 roku.

Wybuchom wulkanu, który wyrzucił duże ilości bomb wulkanicznych i drobniejszych materiałów piroklastycznych, towarzyszyły trzęsienia ziemi. W czerwcu tego roku na wschodnim stoku wulkanu lava zaczęła się przedzierać i zajmować coraz większe przestrzenie. Wylew ten, trwający przez dziesięć dni, był przedmiotem szczegółowych badań radzieckiej ekspedycji wulkanologicznej. Te częste i silne wybuchy nie są zbyt groźne dla człowieka, ponieważ osiedla ludzkie znajdują się w znacznej odległości od wulkanu. W miejscowości Kluczi, położonej na północ, nad rzeką Kamczatką, o 30 km od wulkanu, założono stację wulkanologiczną, rejestrującą i badającą przebieg działalności bliższych i dalszych wulkanów.

Boczny wylew lawowy nastąpił również w roku 1956.

Wulkan Bezimiannyj, którego erupcje należą do typu Wezuwiusza (por. str. 34), uważany był przez długi czas za wygasły, w ostatnich jednak czasach wykazał dużą aktywność. Wybuch w roku 1956 zniszczył szczyt wulkanu, tworząc wielki krater, w którym wznosił się ekstruzywny słup skalny. Potok lawy osiągnął długość 18 km, a błotniste lahary dochodziły do 80 km długości. Wulkan ten utworzony jest z różnych skał, od zasadowych andezytów do dacytów.

Ostry Tołbaczik i Płaski Tołbaczik są dużymi bazaltowymi wulkanami. Na szczycie drugiego z nich znajduje się czapa lodowa, a na stokach występuje duża liczba bocznych kraterów. Boczna erupcja na stoku południowym w roku 1941 wytworzyła nowy stożek popiołowy i potok bazaltowy długości 5 km.

135

Nowy wybuch w rejonie wulkanu Tołbaczik w okresie lata 1975 r. poprzedziły trzęsienia ziemi, zaobserwowane od 27 czerwca. W dniu 6 lipca z czterech nowo utworzonych kraterów rozpoczęły się silne erupcje, połączone później z wypływami lawy bazaltowej, w postaci potoków o długości (

z końcem lipca) 5 km. Z wyrzucanych materiałów wulkanicznych utworzony został stożek wulkaniczny o wysokości 150 metrów; w promieniu ponad dziesięciu km, najbliższa okolica została pokryta popiołami wulkanicznymi. Z początkiem września ilość wydobytych na powierzchnię, z nowo powstałych kraterów, materiałów wulkanicznych obliczono na ponad 1,5 km³.

Nowe gwałtowne wybuchy wulkaniczne na Kamczatce są przedmiotem obserwacji i badań, przeprowadzanych przez pracowników naukowych Instytutu Wulkanologii w Pietropawłowskiu Kamczackim.

Olbrzymim bazaltowym stratowulkanem z wielką kalderą na szczycie jest wygasły wulkan Płaskij z dwoma stożkami Bliznym i Dalnym.

Erupcja wulkanu Szewielucz, położonego na północ od wyżej opisanych wulkanów, w latach 1944—1950 miała charakter erupcji Pelee (por. str. 88). Charakteryzowała się ona gorącymi lawinami i wyniesieniem z głębi słupów skalnych.

Największymi wulkanami w części wschodniej i południowej są Kizimien (2375 m), Gamczen (2576 m), wulkan Schmidta (2020 m), Kronocki (3528 m), Kraszeninnikowa (1859 m), Kichpinycz (1554 m), Mały Siemiaczik (1561 m) oraz wulkany: Koriacki (3464 m), Awaczyński (2738 m), Żupanowski (2929 m), Mutnowski (2046 m), Goriełj (1829 m) i Iliński (1578 m).

Czynnymi, lecz mało aktywnymi, wulkanami są Kizimien i Mały Siemiaczik. Ostatni wybuch wulkanu Kizimien nastąpił w roku 1928. Na stokach wschodnich tego wulkanu znajdują się solfatary. Mały Siemiaczik jest stratowulkanem składającym się z trzech stożków. Czynny krater jest wypełniony jeziorem barwy intensywnie zielonej. Ostatnie erupcje w latach 1945—1946 miały charakter eksplozywny.

Gamczen jest andezytowo-bazaltowym wulkanem o aktywności solfatarowej. Wulkan Schmidta jest wygasłym stratowulkanem

136

Wulkan Kronocki

zbudowanym z bazaltów, andezyto-bazaltów i tufów o zerodowanym kraterze. Wzdłuż szczeliny po stronie wschodniej utworzyło się kilka tufowych stożków.

Do drzemiących wulkanów Kamczatki należy zaliczyć piękny stożkowy wulkan Kronocki, którego szczyt pokryty jest śniegiem. Zbocza tego regularnego stożka utworzonego z andezytów, wyrzeźbione są w głębokie wąwozy. Niedaleko tego wulkanu porośniętego w części niższej obfitą roślinnością i lasami znajduje się duże Jezioro Kronockie, ciągnące się do Oceanu Spokojnego. Innymi drzemiącymi wulkanami Kamczatki są Uzon, Opała i Kichpinycz.

137

Wulkany Kraszeninnikowa * i Kichpinycz są wulkanami, których wybuchy w czasach historycznych nie są znane. Blisko południowych zboczy Kichpinicza w kanionie rzeki Giejziernaja, wciętych w lawy andezytowo-bazaltowe, znajduje się grupa dużych gejzerów. Na północ od Pietropawłowska Kamczackiego znajdują się wulkany Koriacki i Awaczyński. Stratowulkan Koriacki (3464 m) miał wypływy lawy w latach 1895—1896. Na stokach zbudowanych ze skał andezytowych znajdują się stożki popiołowe. Ostatnia erupcja rozpoczęła się z końcem roku 1956, a zakończyła w roku następnym. Wzdłuż szczeliny na zboczu północno-zachodnim i ze szczytu wulkanu wydobyły się wtedy popioły wulkaniczne i gazy.

Wulkan Awaczyński (2738 m) położony w miejscu dawniejszego wulkanu o znacznie większych rozmiarach jest również stratowulkanem typu Wezuwiusza. W czasie jednego z wielkich wybuchów stożkowy szczyt wulkanu został oderwany i na jego miejscu utworzyła się zapadlina o średnicy około 4 km. Z wnętrza tej zapadliny wznosi się nowy stożek o wysokości ponad 2750 m. Szczyt otoczony jest stale dymami wydobywającymi się z krateru, w którym znajdują się fumarole. Lawy tego wulkanu są andezytami i bazaltami. W czasie ostatniej erupcji, która nastąpiła w roku 1945, wytworzyły się duże ilości aglomeratów.

Na północ od tych dwóch wulkanów położony jest duży rozłożysty wulkan Żupanowski, składający się z trzech połączonych ze sobą stożków zbudowanych z andezytów i ich tufów. W środkowym kraterze znajdują się fumarole. Ostatnie erupcje nastąpiły w latach 1940 i 1957.

Spośród wulkanów Kamczatki dużą aktywnością odznacza się niewysoki stożkowaty wulkan Karymski (1486 m). Wulkan ten znajduje się w mało zaludnionej części półwyspu, wskutek czego nie wszystkie jego wybuchy są rejestrowane. Ponad szeroką kalderą wznosi się centralnie położony stożek o wysokości kilkuset metrów. W czasie erupcji w latach 1934—1935 wylały się lawy dacytowe. Obok wylewów lawowych typu dacytowego, odzna-

* Od rosyjskiego badacza Kamczatki C. P. Kraszeninnikowa, który ogłosił w roku 1737 opis wulkanów kamczackich.

138

czających się dużą zawartością krzemionki, wulkan wyrzuca sypkie materiały wulkaniczne.

Na zachód od tego wulkanu znajduje się wygasły bazaltowy wulkan Zawarickiego * (1647 m).

W południowej części Kamczatki czynne są wulkany: Mutnowski, Gorietyj, Ksudacz, Żółtowski i Iliński. Zgrupowane są one wzdłuż wschodnich wybrzeży, na południowy zachód od Pietropawłowska Kamczackiego.

Mutnowski (2046 m) jest stratowulkanem o podwójnym kraterze bliźniaczym z jeziorkami kraterowymi i potężnymi fuma-rolami. Zbocza wulkanu pokryte są pumeksami, wyrzucanymi w czasie tworzenia się kraterów, i bazaltowymi potokami lawowymi. Silne wybuchy popiołowe nastąpiły w latach 1945—1952.

Stratowulkan Gorietyj (1829 m) składa się z kilku stożków an-dezytowych różnego wieku; na ich zboczach stwierdzono ekstruzje riolitowe. Ostatnia erupcja typu eksplozywnego nastąpiła w roku 1931.

Kaldera Ksudacz (893 m) zajmuje płaski szczyt wielkiego wulkanu, zbudowanego z andezytów i tufów. Na dnie kaldery znajduje się kilka jezior. W południowej części wulkanu występują fumarole. Ostatnia erupcja w roku 1907 miała charakter eksplozywny. Na zboczach wulkanu rozmieszczone są liczne stożki popiołowe z potokami bazaltowej lawy.

Z andezytów i bazaltów jest zbudowany stożkowy stratowulkan Żółtowski (1953 m). Ostatnia erupcja, która zniszczyła szczyt tego wulkanu, była w roku 1923.

Czynnym stożkowym stratowulkanem jest również wulkan Iliński (1578 m), położony najbardziej na południu Kamczatki. Na stoku wulkanu utworzył się boczny krater eksplozywny. Na zachodnich zboczach stożka znajdują się solfatary, a na południo-wo-zachodnich — gorące źródła.

Wulkany wielkiego środkowego łańcucha górskiego, ciągnącego się wzdłuż Półwyspu Kamczackiego w kierunku północno--wschodnim, są wulkanami wygasłymi. Największym z nich jest

* Aleksander Nikołajewicz Zawaricki (1884—1952), wybitny petrograf radziecki, który zajmował się badaniem wulkanów na Kamczatce.

139

stratowulkan Iczynski (3621 m) z dużą kalderą. Szczyt stożka wulkanicznego zbudowany z andezytów i dacytów, tufów i brekcji wulkanicznych pokryty jest lodowcami. Na północnym zboczu na wysokości 2900 m znajdują się solfatary. Z licznych stożków wypływały potoki lawy andezytowej i bazaltowej.

Kamczatka stanowi wyjątkowy przypadek zgrupowania tak licznych wulkanów na stosunkowo niewielkim obszarze.

WULKANY KURYLSKIE

Wulkany Kamczatki przedłużają się w kierunku południowym, od przylądka Łopatki do Wysp Japońskich, pod postacią Wysp Kurylskich. Wulkaniczne pasmo wysp, ciągnące się na przestrzeni 1200 km, stanowi najwyższą część grzbietu górskiego, zanurzającego się od strony południowej do głębi ponad 8 kilometrów.

Podobnie jak na Kamczatce, na wielu wyspach z głębi ziemi tryskają gorące źródła. Wydobywające się z niektórych kraterów pary siarki osiadają w postaci żółtych nalotów, które czasem stanowią przedmiot lokalnej eksploatacji.

Najwyższym wulkanem Kurylskim jest Ałaid o wysokości 2300 m nad poziom morza. Foremny jego stożek opisywany był przez żeglarzy rosyjskich już w XVII wieku. W czasie silnego wybuchu w roku 1821 wyleciał w powietrze cały szczyt góry, pozostawiając tylko ścięty stożek. Silne

wybuchy nastąpiły w latach 1927—1934.

Z zachowanych dawnych legend o Ałaidzie wydaje się wynikać, że kiedyś równocześnie nastąpiły silne wybuchy na południu Kamczatki i na północy Wysp Kurylskich, zasilane przez wspólne ognisko magmatyczne. Prawdopodobnie w miejscu dzisiejszego wielkiego Jeziora Kurylskiego na Kamczatce, wypełniającego stary krater, znajdował się duży wulkan, który uległ zniszczeniu w czasie silnego wybuchu. Zapewne wtedy powstał na północy łuku kurylskiego dzisiejszy Ałaid. W roku 1934 utworzył się na podwodnym zboczu Ałaidu wulkan pasożytniczy, który w przeciągu kilku miesięcy znalazł się ponad powierzchnią morza i osiągnął średnicę 800 m. Mimo częściowego rozmycia nowo powstałej wyspy wulkanicznej mierzeje utworzone z rozrartego materiału wulkanicznego przyłączyły wy-

140

sepkę do Ałaidu, przekształcając ją w półwysep, w środku którego znajduje się jezioro lagunowe. Przepiękny jest wulkan Krenicyna na wyspie Onekotan. Stary krater wulkaniczny o średnicy 7 km, otoczony urwistymi brzegami, wypełniają ciepłe wody jeziora lazurowej barwy. Ze środka jeziora wznosi się stożkowa góra, tworząc „wyspę na wyspie”. Jeszcze w roku 1947 wulkanologowie radzieccy nie byli pewni, czy wulkan Krenicyna jest czynny, nic bowiem nie zdradzało jego aktywności. Niespodziewanie w roku 1952 nastąpiły silne trzęsienia ziemi, a po nich potężny wybuch wulkanu. Przez trzy dni wulkan wyrzucał bomby i popioły wulkaniczne, a z centralnego stożka spływała lava do jeziora. Od tego czasu szczyt wulkanu otoczony jest pióropuszem dymów, z wrzących wód jeziora zaś wznoszą się z daleka widoczne białe słupy pary wodnej. Kamczatka obfituje w gorące źródła wulkaniczne (por. str. 227).

Na wyspie Matua zaobserwowano wybuch wulkanu Saryczewa (wys. ok. 1500 m), a na wyspach Charimkotan i Paramuszir wybuchły wulkany Siewiergina i Ebeko. W czasie wybuchu wulkanu Saryczewa w roku 1946 obok wylewów lawy i utworzenia nowych, bocznych kraterów, nad wulkanem wznosił się słup gazów i dymów wysoki na 7 kilometrów.

Na ogół na Wyspach Kurylskich przeważają wybuchy eksplozywne, wypływy lawy zdarzają się rzadko. Wybrzeża plażowe niektórych wysp utworzone są z pumeksów, których pokłady dochodzą nieraz do grubości 40 m. W niektórych miejscach nagromadzone są kuliste bomby wulkaniczne, świadczące o gwałtowności dawnych wybuchów wulkanów kurylskich.

WULKANY JAPONII

Japonia jest krajem wulkanów. Wyspy Japońskie stanowią część pasa wulkanicznego okalającego Ocean Spokojny. Spośród ponad 200 wulkanów do czynnych zalicza się około 50.

Wiele zniszczeń przyniosły Japończykom liczne trzęsienia ziemi i wybuchy wulkanów. Nieraz następowały one zupełnie niespodziewanie, jak wybuch wulkanu Bandaisan w roku 1888, który uważano za wulkan wygasły. Wyrzucane popioły i grubsze materiały wulkaniczne niszczyły pola uprawne, zasypując także

141

domy mieszkalne. Pospólny krajobraz wulkaniczny odegrał niemałą rolę w mitologii Japonii. Najślawniejszą górą wulkaniczną jest Fudzi (Fudzi-jama, Fu-dzi-san) o wysokości 3776 m. Ta święta góra Japonii, otoczona licznymi legendami, jest regularnie wykształconym stożkiem o słabo nachylonych zboczach. Rokrocznie, w okresie lata, ponad 50 000 pielgrzymów przybywa z różnych, nieraz odległych stron Japonii, by zadość uczynić dawnym tradycjom sprzed stuleci. Znajdujący się na szczycie wulkanu krater ma średnicę ponad 600 m i głębokość około 200 m. Niektórzy uważają Fudzi-jamę za wulkan wygasły. Jest to raczej wulkan drzemiący. Ostatni wielki wybuch nastąpił w roku 1707. Wyrzucane na znaczną wysokość z płonącego szczytu popioły dotarły aż do odległego ok. 100 km miasta Tokio i utworzyły tu warstwy grubości kilkunastu centymetrów. Równocześnie z krateru wypłynęła lava, tworząca duże potoki. Słabszy wybuch zaobserwowano w roku 1792. Poprzednio wybuchy nastąpiły w latach: 781, 799, 800, 802, 864, 937, 1033, 1329, 1331, 1560, 1627, 1649 i 1700.

Jednym z najczynniejszych wulkanów jest Asama (Asama-ja-ma), wys. 2480 m. Krater tego wulkanu średnicy 100 m odznacza się bardzo dużą głębokością. W stronie wschodniej znajduje się drugi krater Ko-Asama-jama („Syn Góry Dymiącej”). Do największych wybuchów wulkanicznych

w Japonii należy wybuch Asama, jaki nastąpił 9 maja 1783 roku. Lawa przerwała ściany krateru i utworzyła potok długości 63 km. Olbrzymie bloki skalne rozrzucone zostały na znaczne odległości. Popioły wulkaniczne pokryły duże przestrzenie naokoło wulkanu. Zniszczeniu uległo prawie pięćdziesiąt osiedli. Tysiące ludzi straciło życie w czasie tego potężnego wybuchu.

W czasach historycznych zanotowano ponad 50 wybuchów tego wulkanu. Odstępy pomiędzy poszczególnymi wybuchami bywały bardzo rozmaite. Nieraz przez pół wieku wulkan Asama nie wykazywał niemal żadnej aktywności, w innych znowu okresach przerwy między poszczególnymi wybuchami były krótkie, przeważnie kilkuletnie. W roku 1909 zaobserwowano 70 erupcji tego wulkanu.

Dużym czynnym wulkanem jest Sakurashima (1135 m) położony

na małej wyspie naprzeciw miasta Kagoshima w zatoce tej samej nazwy. Duże wylewy lawy obserwowano w latach 1468—1476 oraz 1779—1781, największy nastąpił w roku 1914.

Liczne trzęsienia ziemi w tym rejonie zwróciły uwagę wulkanologów japońskich, którzy uważali, że wulkan Sakurashima może stanowić niebezpieczeństwo nie tylko dla mieszkańców wyspy, Krater wulkanu Asama

lecz i dla miasta Kagoshima. Obserwacje bowiem wykazały, że nieraz następowały wybuchy wulkanów po silniejszych i częstszych trzęsieniach ziemi. W roku 1913 zanotowano 91 trzęsień ziemi w najbliższym obszarze. Z obawami odczytywano sejsmogramy, ponieważ średnia roczna poprzednio notowanych trzęsień stanowiła tylko 1/3 zarejestrowanych w tym roku.

Po południu i wieczorem 10 stycznia 1914 roku nastąpiło pięć silnych wstrząsów ziemi, a następnego dnia trzy dalsze, jeszcze silniejsze, połączone z podziemnymi odgłosami. W ciągu tego dnia powtórzyły się silne wstrząsy. Sejsmografy notowały do dwudziestu wstrząsów na godzinę. Trzęsieniom ziemi towarzyszyły coraz to silniejsze podziemne grzmoty. Ze szczytu wulkanu zaczęły wydobywać się gazy wulkaniczne. Dnia 12 stycznia nastąpiła wielka eksplozja, po której trzęsienia ustały.

Ten okres 45 godzin pozwolił na zorganizowaną pomoc dla ludności okolicznych osiedli, którą udało się niemal w zupełności ewakuować z zagrożonych miejsc, ratując przed niechybną śmiercią. Dzięki ofiarnej akcji, w której wzięły udział tysiące ochotników, okrętami oraz małymi statkami i łodziami przewieziono na ląd całą ludność wyspy wraz z najcenniejszym dobytkiem i żywnością. Również ludność miasta Kagoshima opuściła zagrożone miasto.

W czasie potężnej erupcji materiały wulkaniczne wznosiły się do wysokości 100 kilometrów. Niektóre bliskie obszary, jak Haka-mogoshi, zostały całkowicie zasypane bombami i drobniejszym materiałem wulkanicznym. Lawa, która wypłynęła z wulkanu, wypełniła cieśninę i zamieniła wyspę Sakurashima w półwysp. W ciągu miesiąca lawa wzrosła do wysokości stu metrów ponad poziom morza, które przed tym wybuchem wykazywało głębokość ponad 60 metrów.

Chociaż erupcja wulkanu Sakurashima była największą w dziejach Japonii, tylko 35 ludzi straciło życie w czasie najsilniejszych trzęsień ziemi, które zanotowały i odległe europejskie stacje sejsmograficzne. Tylko dzięki naukowym obserwacjom i słusznym przewidywaniom oraz na czas przeprowadzonej akcji ratunkowej uniknięto wielkiej katastrofy.

Do czynnych wulkanów Japonii należy również Mihara-jama, znajdujący się na małej wyspie Oshima blisko Jokohamy. Głębo-

144

Zjazd w gondoli do krateru wulkanu Mihara-jama

ki krater tego wulkanu był miejscem, w którym Japończycy często popełniali samobójstwa przez rzucanie się w przepaść. W jednym tylko roku (1933) zanotowano ponad dwieście samobójstw zawiedzionych życiem, którzy wierzyli, że w czeluściach świętej góry znajdą spokój i ukojenie. Jeden z dziennikarzy tokijskich zorganizował niezwykle śmiało i nie pozbawione niebezpieczeństwa przedsięwzięcie opuszczenia się w głąb krateru. Zamierzano równocześnie pobić poprzedni rekord, jaki uzyskał sejsmolog A. Kerner, który opuścił się na ponad 250 m w głąb

wulkanu Stromboli. Zbudowano stalową gon-

Wulkany i człowiek — 10

145

W czasie wybuchu jednego z wulkanów japońskich popioły wulkaniczne pokryły niemal zupełnie budynek szkolny

dolę ze szklanymi oknami, umożliwiającymi obserwacje. Wewnątrz gondoli założono telefon, utrzymujący łączność z powierzchnią ziemi, oraz aparaty fotograficzne.

Do gondoli weszło dwóch dziennikarzy zabezpieczonych przed działaniem gorących wyziewów wulkanicznych ubraniami azbestowymi i maskami gazowymi. Gondolę opuszczono w głąb krateru za pomocą liny, umieszczonej na końcu żelaznego kranu.

146

Do głębokości stu kilkudziesięciu metrów powietrze było dosyć czyste. Przez okna gondoli można było obserwować ściany krateru utworzone z lawy. Ciszę przerywały głośnie eksplozje pochodzące z dna krateru. Na głębokości 230 m ujrano pierwsze zwłoki jednego z samobójców. Po opuszczeniu się głębiej oczom odważnych obserwatorów ukazały się dalsze ciała. Gdy dziennikarze osiągnęły głębokość 420 m, dali znak, aby podciągnąć gondolę w górę. Powodem tego była nie tyle wzrastająca temperatura, ile coraz to silniejsze kołysanie gondoli, grożące rozbiciem się o ściany krateru.

Z innych czynnych wulkanów należy wspomnieć Azuma-jama (Fickushima), gdzie w czasie erupcji w roku 1900 kilkudziesięciu kopaczy siarki zostało zabitych.

Jednym z najważniejszych wulkanów Japonii jest Aso-san (1690 m). Średnica wielkiej kaldery ma rozmiary przekraczające dwadzieścia kilometrów. W tym olbrzymim kotle osiedliło się około 50 000 ludzi.

WULKANY KONTYNENTU AZJATYCKIEGO

Wysokogórski obszar Kaukazu był terenem silnej działalności wulkanicznej we wczesnym czwartorzędzie. Dzięki działalności wulkanicznej powstał łańcuch dużych wulkanów z Elbru-sem (5633 m) na zachodzie i Kazbekiem (5047 m) na wschodzie. Dział wodny na południe od Kazbeku pokryty jest licznymi potokami lawowymi, ponad którymi wystają wzniesienia wulkaniczne.

Elbrus złożony jest z dwóch stożków wulkanicznych. Jego działalność wulkaniczna datuje się już od trzeciorzędu. Obecny stożek wulkanu utworzył się w trzeciorzędzie. Pierwsze erupcje miały charakter kwaśnych liparytów i delenitów, w późniejszym okresie wylewały się lawy dacytowe i andezytowe. Na wschodnim zboczu znajdują się solfatary, a u stóp wulkanu — gorące źródła.

Kazbek jest małym stratowulkanem o względnej wysokości tylko 400 m, mimo swej imponującej wysokości bezwzględnej przekraczającej 5000 m. Ze zerodowanego krateru tego wulkanu wypływały w czwartorzędzie potoki lawy andezytowo-dacytowej, głównie w kierunku doliny rzeki Mnadon, niektóre jednak potoki

147

lawowe, jak potok Tcharszetski, spływały ku południowi w dolinę rzeki Terek. Długość potoków lawowych dochodzi miejscami do 15 km.

Z innych dużych wygasłych wulkanów tego obszaru należy wymienić wulkany Kabardzin (3140 m) i Citeli, z których pierwszy wznosi się nad doliną rzeki Terek, a drugi na zboczu doliny Chorchy.

Trzeciorzędowa i czwartorzędowa aktywność wulkaniczna objęła również duże obszary Małego Kaukazu należące do republik Związku Radzieckiego: południowej Gruzji, Armenii i Azerbejdżanu. Czwartorzędowy wulkanizm Gruzji związany jest z obszarem Abul-Samsarsk. Wygasłe stożki wulkaniczne, zbudowane ze skał bazaltowych i andezytowo-bazaltowych, tworzą dwa szeregi: zachodni (z wulkanami Karakuzey, Samsary i in.) i wschodni (Tar-kwetil, Kara-dag, Kizil-dag i in.). Aktywność wulkaniczna zamarła w okresie postglacjalnym.

W Armenii wulkanicznego pochodzenia jest obszar Achalkała-ki (Achalkałaskoje Nagorie), położony na południowy zachód od stolicy Gruzji Tbilisi. Na północ od stolicy Armenii Erewanu rozciąga się również potężny obszar o powierzchni około 6000 km² z olbrzymim wulkanem Aragac (4095 m). Wulkan ten utworzył się z końcem trzeciorzędu i z początkiem czwartorzędzu; potężnym wpływom lawy towarzyszyły wybuchy eksplozywne, które dostarczały materiałów wulkanicznych

do utworzenia wielkiej góry stożkowej. Najwyższa część środkowa, złożona ze skał liparyto-wodocytowych, przykrywa niżej leżące bardziej zasadowe lawy andezytowo-bazaltowe. U stóp tego olbrzymiego wulkanu, którego obwód wynosi około 150 km, od strony północnej wznoszą się dwa mniejsze wulkany bazaltowe.

Materiały wulkaniczne Armenii, a mianowicie tufy, pumeksy i obsydiany, są eksploatowane jako materiały budowlane i używane zarówno do potrzeb lokalnych, jak i eksportowane poza obręb Republiki Armeńskiej.

W Turcji przy granicy z Armenią wulkanicznym szczytem jest Ararat (5165 m), zbudowany z andezytów. Obecności krateru na szczycie nie stwierdzono, natomiast wyraźne stożki występują na zboczach tej góry. Wielkie lawiny skalne, jakie zsunęły się w ro-

148

ku 1840, wiążą niektórzy z rzekomą erupcją, jaka miała wtedy nastąpić.

Liczne ślady niedawnej działalności wulkanicznej stwierdzono w Syrii, Palestynie i zachodniej Arabii. W okolicach Medyny miał nastąpić wybuch w XIII wieku. Góra Synaj jest wulkanem; istnieją przypuszczenia, że biblijna Sodom została zniszczona przez wybuch wulkanu.

Na olbrzymim lądzie azjatyckim występują tylko nieliczne wulkany czynne. Należą do nich dwa wulkany znajdujące się w Mandżurii: Ujun Choldongi i wulkan Tuszan w Górach Chinganu, oddzielających Mandżurię od pustyni Gobi.

W północnym Iranie czynnym wulkanem jest Demawend (5604 m), najwyższy szczyt górskiego łańcucha Elburs.

WULKANY FILIPIN

Spośród pięćdziesięciu wulkanów stwierdzonych na Filipinach czynnych jest dwanaście.

Najgłośniejsze są Mayon i Taal, oba na wyspie Luzon.

Wulkan Mayon (Albay) jest regularnym stożkiem, utworzonym z popiołów i lapilli. Rozmiary krateru są wyjątkowo małe. Potoki lawy, która wydobywa się podczas niektórych wybuchów w drobnych ilościach, są zwykle niewielkie. Na szczycie góry rozmieszczone są szczeliny, którymi wydziela się para wodna i gazy wulkaniczne, tworzące pióropusze gęstych chmur.

W XIX wieku stwierdzono 26 erupcji tego wulkanu. Za największą uchodzi erupcja z roku 1897, która nastąpiła zupełnie niespodziewanie bez żadnych ostrzeżeń i trwała przez tydzień. Wielkie ilości popiołów i potoki lawy, których długość przekroczyła 10 km, zupełnie zniszczyły pobliskie osiedla. Popioły wulkaniczne spadły na przestrzeni ponad 150 km w kierunku wschodnim i ponad 100 km w kierunku zachodnim. W czasie tego wybuchu kilkuset mieszkańców poniosło śmierć, głównie od gorących gazów i staczających się ze stoków góry lawin materiału wulkanicznego.

W roku 1914 gwałtowny wybuch całkowicie zniszczył miasto Cagsana, położone u stóp góry.

Wulkan Taal znajduje się na wyspie położonej w środku lagu-

149

ny de Bombon. Krater tego wulkanu w porównaniu do nieznacznej wysokości (320 m) ma olbrzymie rozmiary. Średnice jego wynoszą 1900 i 2300 m. Stoki słabo nachylonego stożka, utworzonego z tufów, są gęsto poprzecinane bruzdami erozyjnymi. W kraterze wulkanu znajdowały się aż do roku 1906 dwa jeziora, wypełnione stężonymi roztworami solnymi. Temperatura jednego z jezior wynosiła 100°. W roku 1907 jedno z jezior zniknęło. Identyfikacja poziomu wody w jeziorach z poziomem wody laguny de Bombon wskazuje na podziemne połączenia. Zniknięcie jednego z jezior nastąpiło przypuszczalnie wskutek wypełnienia podziemnej szczeliny materiałami wulkanicznymi i przerwania tego połączenia. Silny wybuch wulkanu Taal nastąpił w 1965 r.

WULKANY HAWAJSKIE

Hawaje stanowią największy archipelag Polinezji o centralnym położeniu na Oceanie Spokojnym. Obejmują one zarówno wyspy pochodzenia wulkanicznego, jak i małe wysepki koralowe, głównie w zachodniej części archipelagu. Osiem większych wysp oraz dwadzieścia kilka małych wysepek, które są niezamieszka-ne, rozciągniętych w kształcie półksiężyca o długości 640 km, zajmuje powierzchnię 16 700 km². Największymi wyspami są Hawai, Maui, Oahu i Kauai. Są to właściwie

szczytowe części znajdującego się głęboko pod poziomem morza łańcucha górskiego.

Z 15 wulkanów Hawajów większość to wulkany wygasłe, z których tylko niektóre wykazywały swą działalność w czasach historycznych. Do takich należy potężny wulkan Haleakala (3060 m) na wyspie Maui, który ostatni raz był czynny w poł. XVIII w.

Bazaltowe obszary górskie, powstałe przez zastygnięcie law wulkanicznych, często trudno dostępne przez swą stromość, stwarzają swoisty, pełen dzikości krajobraz. Przeważnie są to nagie czarne skały nie pokryte roślinnością, która rozwija się bujniej jedynie w niżej położonych dolinkach i na łagodniejszych stokach. Jedna z takich dolinek na wyspie Kauai została uwieczniona przez Jacka Londona w opowieści o trędowatym Koolau, który obrał ją za miejsce swego zamieszkania. Posępny krajobraz obszarów wulkanicznych ożywiają jedynie spadające z progów skalnych wodospady, nieraz bardzo malownicze.

150

ny de Bombon. Krater tego wulkanu w porównaniu do nieznaczej wysokości (320 m) ma olbrzymie rozmiary. Średnice jego wynoszą 1900 i 2300 m. Stoki słabo nachylonego stożka, utworzonego z tufów, są gęsto poprzecinane bruzdami erozyjnymi. W kraterze wulkanu znajdowały się aż do roku 1906 dwa jeziora, wypełnione stężonymi roztworami solnymi. Temperatura jednego z jezior wynosiła 100°. W roku 1907 jedno z jezior zniknęło. Identyczny poziom wody w jeziorach z poziomem wody laguny de Bombon wskazuje na podziemne połączenia. Zniknięcie jednego z jezior nastąpiło przypuszczalnie wskutek wypełnienia podziemnej szczeliny materiałami wulkanicznymi i przerwania tego połączenia. Silny wybuch wulkanu Taal nastąpił w 1965 r.

WULKANY HAWAJSKIE

Hawaje stanowią największy archipelag Polinezji o centralnym położeniu na Oceanie Spokojnym. Obejmują one zarówno wyspy pochodzenia wulkanicznego, jak i małe wysepki koralowe, głównie w zachodniej części archipelagu. Ośiem większych wysp oraz dwadzieścia kilka małych wysepek, które są niezamieszka-ne, rozciągniętych w kształcie półksiężyca o długości 640 km, zajmuje powierzchnię 16 700 km². Największymi wyspami są Hawaj, Maui, Oahu i Kauai. Są to właściwie szczytowe części znajdującego się głęboko pod poziomem morza łańcucha górskiego.

Z 15 wulkanów Hawajów większość to wulkany wygasłe, z których tylko niektóre wykazywały swą działalność w czasach historycznych. Do takich należy potężny wulkan Haleakala (3060 m) na wyspie Maui, który ostatni raz był czynny w poł. XVIII w.

Bazaltowe obszary górskie, powstałe przez zastygnięcie law wulkanicznych, często trudno dostępne przez swą stromość, stwarzają swoisty, pełen dzikości krajobraz. Przeważnie są to nagie czarne skały nie pokryte roślinnością, która rozwija się bujniej jedynie w niżej położonych dolinkach i na łagodniejszych stokach. Jedna z takich dolinek na wyspie Kauai została uwieczniona przez Jacka Londona w opowieści o trędowatym Koolau, który obrał ją za miejsce swego zamieszkania. Posępny krajobraz obszarów wulkanicznych ożywiają jedynie spadające z progów skalnych wodospady, nieraz bardzo malownicze.

150

Na wyspie Hawaj znajduje się pięć wulkanów. Trzy z nich to wulkany nieczynne: Mauna Kea (4202 m), Kohala (1673 m) i Hualalai (2520 m). Krater nieczynnego wulkanu Mauna Kea, zwanego przez mieszkańców wyspy „Białą Górą” od szczytu pokrytego śniegiem, został zniszczony w czasie gwałtownej erupcji i pokryty jest stożkami czerwonego popiołu wulkanicznego. Wulkan Mauna Kea jest nie tylko najwyższym wzniesieniem na Wyspach Hawajskich, lecz równocześnie może uchodzić za najwyższą górę świata, wznosi się bowiem z dna morskiego z głębokości około 5000 m. W ten sposób wysokość tego wygasłego wulkanu wynosi ponad 9000 m.

Zarówno ten wulkan, jak i leżące na wysuniętym północno--zachodnim cyplu wyspy Kohala, nie były czynne w czasach historycznych. Leżący w zachodniej części wyspy wulkan Hualalai miał ostatni wybuch w roku 1801. Potok lawy osiągnął brzeg morski oddalony o 24 km w niespełna trzy godziny.

Czynny wulkan Mauna Loa — „Długa Góra” (4168 m) jest tylko o niecałe 50 metrów niższy od Mauna Kea. Jego dwa kratery, każdy o obwodzie ponad 10 km, mogą wylewać olbrzymie ilości

lawy. W znajdującym się na szczycie wulkanu kraterze Moku-aweoweo roztopiona lawa tworzy na głębokości 250—300 m jezioro lawowe, z którego stale wznoszą się ku górze pary i gazy wulkaniczne. Licznymi rozpadlinami wylewały się dawniej potoki lawy. W roku 1832 długość takiego potoku wynosiła 48 km. W roku 1843 wylał się potok lawy z dwóch sąsiednich kraterów na wysokości 3350 m, szerokości 5 km i głębokości ponad 50 m, który w ciągu czterech dni przepłynął 48 km. Od sierpnia 1855 roku do listopada 1856 trwał nieprzerwany wylew lawy. W czasie wybuchu w roku 1859, który trwał dwa miesiące, wypłynął z wysokości 3200 m potok lawy długości-80 km, szerokości 11/« do 8 km, osiągając północno-wschodnie wybrzeże wyspy i spływając w morze.

W porównaniu z innymi wulkanami świata prędkość płynięcia lawy na Hawajach jest wyjątkowo duża. W czasie jednego z wybuchów wulkanu Mauna Loa prędkość posuwania się potoku lawowego dochodziła do 30 km/h. Niektórym wybuchom, jak w roku 1868, towarzyszyły trzęsienia ziemi; na zboczach wulkanu utworzyły się wtedy potężne szczeliny. Jedno z takich trzęsień ziemi wywołało powstanie fali morskiej o wysokości ponad 10 m,

151

która uderzyła o brzeg i wywołała w pasie nadbrzeżnym wielkie spustoszenia.

W czasie wybuchu w roku 1935 potok lawowy zagroził portowemu miastu Hilo, leżącemu na wschodnim wybrzeżu wyspy. Uratowano je zrzuconiem z amerykańskich samolotów wojskowych bomb, które spowodowały zmianę biegu potoku lawy. Wybuchowi temu towarzyszyło silne trzęsienie ziemi. Ostatni wybuch nastąpił w roku 1949.

Na wschodnim zboczu Mauna Loa, na wysokości 1235 m, znajduje się drugi krater czynnego wulkanu. W jego głębi znajduje się jezioro lawowe o zmiennym poziomie i zmieniającej się również powierzchni. Halemaumau — „Dom Wiecznego Ognia” — przyciąga swą niezwykłością przyrodników i podróżników z całego świata.

Chociaż od odkrycia archipelagu Hawajskiego przez kapitana Jamesa Cooka w roku 1778, który nadał mu nazwę Wysp Sand-

Zastygłe nitki hawajskiej lawy — „Włosy Pele”

152

wiń, wielu Europejczyków odwiedzało wyspę, aż do lat trzydziestych XIX wieku niemal nic nie wiadano o Kilauea. Pierwszy opis dał w roku 1834 D. Douglas, a w niewiele lat później polski podróżnik Paweł Edmund Strzelecki. W swym barwnym opisie krater Kilauea nazywa wulkanem Kirauea, a Mauna Loa — Mou-na Loa.

W porównaniu z gwałtownymi wybuchami innych wulkanów, wulkany hawajskie są na ogół spokojne, a produktami ich erupcji są wypływające ciekłe lawy bez wyrzucanych w górę materiałów piroklastycznych. Wydzielające się z głębi gazy i pary na ogół spokojnie opuszczają powierzchnię ciekłej lawy, na której czasem tylko tworzą się fontanny lawy. Wśród różnych typów erupcji wulkanicznych wyróżniono jako oddzielny typ hawajski, charakteryzujący się spokojnymi wylewami ciekłej i ruchliwej lawy.

Powierzchnia pól lawowych nie jest równa i gładka. Na Hawaj występują dwa rodzaje law. Gdy zawarte w stygnącej lawie gazy i pary uchodzą gwałtownie, pozostawiając duże próżnie w kształcie pęcherzy, powierzchnia zestalającej się lawy łamie się w nieregularne bloki. Ten typ lawy, nazywany na Hawaj przez tubylców aa, nosi nazwę lawy blokowej. Gdy drobne banieczki gazów uchodzą powoli z zastygającej lawy, powstaje inny, bardzo charakterystyczny typ lawy. Jest to lawa sznurowa, czyli trzewiowa; mieszkańcy Hawaj nazwali ten typ lawy pahoehoe.

Wskutek wielu powtarzających się spokojnych wylewów lawowych tworzy się powoli góra wulkaniczna o łagodnych stokach w postaci szerokiej tarczy. Cała wyspa Hawaj, której najwyższe wzniesienia zajmują wulkany Mauna Kea i Mauna Loa, stanowi przykład wulkanu tarczowego.

Nad jeziorem lawowym Halemaumau w kraterze wulkanu Kilauea założono obserwatorium wulkanologiczne, gdzie przeprowadza się interesujące prace i obserwacje, dokonując różnych pomiarów. Do najważniejszych wyników prac amerykańskich geologów A. L. Daya, E. S. Shepherd i T. A. Jaggara należą badania nad składem chemicznym par i gazów, wydzielających się z ciekłych law hawajskich. W warunkach bardzo trudnych, pracując w podwyższonej temperaturze

z założonymi maskami przeciwgazowymi, zbierali próbki gazów w rury żelazne, poddając je następnie badaniom analitycznym. Okazało się, że główny składnik

153

stanowi para wodna, średnio w ilości 75—80%, dalszymi składnikami są: dwutlenek węgla, dwutlenek siarki, azot, chlor, wodór i in. Badania te dały początek podobnym pracom w innych obszarach wulkanicznych, bardzo wzbogacając nasze wiadomości o składzie chemicznym magmy.

/

WULKANY NOWEJ ZELANDII

Z pięciu wulkanów nowozelandzkich najbardziej znany jest Nga-uruhoe, występujący na obszarze Parku Narodowego Tongariro. Co parę lat następuje wybuch tego wulkanu w postaci niewielkich wypływów lawy. Ostrzeżeniem jest wysoko wznoszący się słup dymu, połączony często z błyskiem ognia, wydobywającego się z krateru, znajdującego się na szczycie stożkowej góry.

Największa erupcja wulkaniczna na Nowej Zelandii nastąpiła w roku 1886, kiedy góra Tarawera uległa rozszczepieniu na dwie części. Wzdłuż szczeliny długości ponad ośmiu mil powstało około dwudziestu nowych kraterów, z których wyrzucone zostały olbrzymie ilości materiału wulkanicznego. Popioły wulkaniczne pokryły powierzchnię ponad 4000 mil kwadratowych. W czasie tego wybuchu zniszczeniu uległy sławne terasy gejzerowe nad jeziorem Rotomahana.

Wzmrożona działalność innego wulkanu — Ruapehu — zaznaczyła się w roku 1945.

W odległości około 60 km od północno-wschodnich brzegów nowozelandzkiej Wyspy Północnej (North Island) leży wysepka wulkaniczna Whakari, zwana również Białą Wyspą (White Island). Na mapie umieścił ją sławny podróżnik i właściwy odkrywca Nowej Zelandii, kapitan James Cook, podczas swej podróży w roku 1769. Nazwę „Biała” nadał on tej wyspie od charakterystycznej różowoszarej barwy stoków krateru, widocznej z daleka. Nazwa „Whakari” oznacza w języku Maorysów „zwieszona z niebios przez białą chmurę”. Nie mogli oni bowiem wyobrazić sobie, by wyspa ta mogła wynurzyć się z dna oceanu, którego głębokość w tym miejscu przekracza dwa tysiące metrów. W rzeczywistości jednak jest to wulkan podmorski, którego tylko szczytowa część wznosi się ponad powierzchnię oceanu.

Wyspa Biała ma kształt owalny o obwodzie około 1Vi km.

154

Środek wyspy zajmuje krater, którego zewnętrzne ściany wznoszą się z poziomu morza raptownie do 330 m w części zachodniej, a około 260 m w części północnej i południowej. Natomiast po stronie wschodniej krater jest niemal otwarty,

0 ścianach zaledwie kilka metrów wysokich; tędy przelewała się podczas wzmrożonej aktywności wulkanu lava lub gorące błoto wulkaniczne. Tą stroną też płynie strumień wód mineralnych wydzielanych przez gorące źródła znajdujące się na wyspie w niezliczonych ilościach. K. Wodzicki, który w roku 1947 brał udział w naukowej ekspedycji badaczy nowozelandzkich na White Island, pisze, że człowiek przebywający na tej wyspie może umrzeć z pragnienia, ponieważ nie ma na niej źródeł wody słodkiej. Nawet woda deszczowa, utrzymująca się w szczelinach skalnych, nabiera niemal natychmiast gorzkiego smaku ałunowego.

Dokładny opis wyspy i panujących wówczas przejawów wulkanicznych wykonano w roku 1860. W tym okresie centrum krateru było wypełnione sporym jeziorem, o gorącej zielonawej wodzie, poza którym znajdował się błotnisty gejzer oraz kilka wytrysków pary wodnej. W dziesięć lat później nastąpiły wytryski pary i wody osiagające wysokość kilkuset metrów oraz zmieniła się pojemność jeziora wewnątrz krateru. Wulkan był szczególnie aktywny podczas wybuchu wulkanu Tarawera na Wyspie Północnej. W następnych latach nastąpił z kolei okres względnego spoczynku, tak dalece, że utworzyło się towarzystwo akcyjne dla wydobywania siarki z jeziora w kraterze. Rok 1914 był okresem szczególnie gwałtownej aktywności wulkanu na Wyspie Białej: jednej nocy, prawdopodobnie po zablokowaniu ujść w kraterze przez lawinę kamienną, ze stoków nastąpił gwałtowny wylew lawowy. Geologowie obliczają, że tej jednej nocy około dwóch milionów ton lawy spłynęło w kierunku Crater Bay. Stało się to tak nagle i z taką siłą, że budynki i robotnicy zostali splukani do morza; jedyną istotą, jaka ocalała i którą zastano żywą był kot.

W roku 1914 i w czasie późniejszego wybuchu w roku 1926 powstały dwa po dziś dzień istniejące

wentyle: Wielki Donald

1 Mały Donald. Te wentyle i kilka pomniejszych, wyrzucających jedynie parę wodną i różnego rodzaju gazy, robią niesamowite wrażenie; energia każdego z nich, zdaniem wulkanologa J. Hea-

156 le'go, idąca na marne w powietrze, mogłaby wytworzyć w godzinie energię równą jakimś 60 000 kilowatom. Ogluszający łoskot przypomina jakby setki lokomotyw nagromadzonych w hali dworcowej i znajdujących się pod parą. Niesamowitości obrazu dopełniają wielkie ilości mniejszych wentyli, gejzerów, fumaroli oraz znaczna przestrzeń ścian krateru buchająca parą i gazami.

Atmosfera wulkanu działa silnie na różne przedmioty znajdujące się w pobliżu krateru i jego wyziewów. Jak podaje Wodzicki, „jednym kopnięciem buta można było rozwalić ściany kotła parowego lub szyny kolejki, która zainstalowana została przez przedsiębiorstwo górnicze w roku 1930". Metalowe części np. aparatów fotograficznych, nie posmarowane wazeliną, już po dwóch dniach pobytu na wyspie pokrywają się rdzą.

WULKANY ANTARKTYDY

Wulkanizm wschodniej Antarktydy okresu górnourajskiego lub kredowego związany jest z zaburzeniami górotwórczymi. Najsilniejsza faza tych zaburzeń nastąpiła na przełomie ery mezozoicznej i kenozoicznej. W niektórych rejonach Antarktydy wulkanizm trwa do czasów obecnych. Na zachodnim brzegu Morza Rossa stwierdzono obecność wulkanów, z których najbardziej znanym jest stale dymiący wulkan Erebus (3794 m) i prawdopodobnie wygasły Terro (3277 m).

Przeważają tu skały trachitowe, fonolitowe i bazaltowe. Podobny typ magmowy przedstawiają skały stożka Ganobergu, który prawdopodobnie wiąże się genetycznie z linią wulkanicznych wysp Oceanu Indyjskiego, ciągnących się przez Heard Island do wysp Kerguelen. Przypuszcza się, że wyspy te powstały w związku z tymi samymi ruchami tektonicznymi, które towarzyszyły powstaniu wulkanów na zachodnim brzegu Morza Rossa.

Na obszarze zachodniej Antarktydy wylewy wulkaniczne stwierdzono na najbardziej na północ wysuniętym cyplu, zwanym Ziemią Grahama. Są to andezyty wieku jurajskiego i bazalty trzeciorzędowe. W związku z podobieństwem charakteru petrograficznego ze skałami Ameryki Południowej znany szwedzki badacz polarny A. E. Nordenskiöld wysunął przypuszczenie, że zachodnia Antarktyda należy do prowincji pacyficznej.

157

Pomiędzy zachodnią Antarktydą a Ameryką Południową rozciąga się archipelag wysp, które przez polskiego badacza Henryka Arctowskiego nazwane zostały Antarktandami. Część wysp tego archipelagu jest pochodzenia wulkanicznego; lawy wulkanów zbliżone są do law występujących na Ziemi Grahama. Pogląd znanego geologa wiedeńskiego E. Suessa, który wyspy archipelagu antarktycznego połączył w jeden łuk, ciągnący się od Ziemi Grahama poprzez Południowe Szetlandy, Południową Georgię i wyspę Birdwood Band do Andów Południowoamerykańskich, został przyjęty przez większość geologów, a ostatnio potwierdzony przez pomiary batymetryczne.

WYBRZEŻA I WYSPI OCEANU INDYJSKIEGO

Na zachód od Sumatry łańcuch wulkanów rozciąga się w kierunku południowym w stronę Zatoki Bengalskiej przez wyspy Bar-ren i Narkodam; na pierwszej znajduje się wulkan czynny, na drugiej wygasły. Po zachodniej stronie Oceanu Indyjskiego mały łańcuch wulkaniczny można śledzić poprzez położone na wschód od Madagaskaru Maskareny i górzystą wyspę Reunion, pokrytą licznymi wulkanami; najwyższy z nich, Piton des Neiges, sięga wysokości 3069 m. W południowej części Oceanu Indyjskiego leżą wulkaniczne wyspy Nowy Amsterdam i St. Paul.

WULKANY ARCHIPELAGU MALAJSKIEGO

Występowanie wulkanów na wyspach malajskich związane jest z liniami tektonicznymi, które stanowią słabsze miejsca w skorupie ziemskiej. Jedna z takich wyraźnych linii biegnie od północno-zachodniego krańca Sumatry, blisko jej zachodniego wybrzeża, aż do miejsca, gdzie wyspa ta sąsiaduje z Jawą, następnie przez całą Jawę, przechodząc na szereg mniejszych wysp: Bali, Lombok, Sumbawa, Flores, Wetar, po czym w Morzu Banda zatacza łuk aż do małej wysepki

Gunung Api.

Mniejsze takie linie tektoniczne występują w północnej części archipelagu. Wzdłuż nich rozmieszczone są wulkany. Brak ich na

158

Wulkaniczny krajobraz Jawy

Borneo i Nowej Gwinei; również na Celebesie, poza najbardziej ku północy wysuniętym cyplem, nie stwierdzono obecności wulkanów.

Ze 125 Wulkanów stwierdzonych na Jawie 30 zalicza się do czynnych. Niektóre z nich znajdują się w stanie stałej erupcji. Częste i nieraz o katastrofalnych rozmiarach erupcje wykazują wulkany: Klut, Galunggung, Merapi, Bromo, Smeru, Papandajan i grupa wulkanów Id jen. Gęste niekiedy skupienia stożków wulkanicznych nadają krajobrazowi Jawy swoisty charakter.

Wulkan Klut (Kloet, Kęlut) wybuchał wielokrotnie, przynosząc duże zniszczenia. Erupcja z roku 1848 zniszczyła kilka miast i dziesiątki wsi. Zmieniła ona również system rzek płynących w tej okolicy. Silny wybuch nastąpił także w roku 1901.

Wielki wybuch tego wulkanu w maju 1919 roku opisał polski geolog Józef Zwierzycki, który w tym czasie pracował na Jawie i bezpośrednio po wybuchu był na miejscu.

Oto jego opis:

„W kraterze znajdowało się przed wybuchem jezioro 124 m

i

159

głębokie, zawierające 38 000 000 m³ wody. W nocy z 19 na 20 maja wszystka ta woda została naraz wyrzucona z krateru, z okropnym grzmiotem i hukiem. Błota stąd powstałe (lahary), podzieliły się na trzy wielkie i kilka małych strumieni. Największy z nich, lahar Badack, zniszczył miasto Blitar, liczące kilkadziesiąt tysięcy mieszkańców. Wszystko odbywało się szybko, iż nie było czasu uciekać. Gdy pewien plantator kawy na połowie stoku wulkanu Klut posłyszał z łoskotem nadchodzący lahar, zatelefonował o tym czym prędzej do asystent-rezydenta, czyli starosty w Blitarze, lecz już nie zdołał domówić. W połowie rozmowy nadpłynął straszny lahar, zerwał brzeg i dom plantatora i pogrzebał wszystko w gorącym błocie.

Na stokach góry strumienie błota miały głębokość kilku metrów, o ile płynęły korytami rzek. U podnóża wulkanu, gdzie już się rozpoczynają równiny i gdzie miasto Blitar jest położone, rozpląnęło się błoto szeroko po polach i było, jak to wynika ze śladów na pozostałych murach i drzewach, tylko 60—90 cm głębokie. Pomimo to rozpęd ruchomego błota był jeszcze tak wielki, że drzewa zostały powyrywane i domy poobalane; tylko niektóre wysmukłe palmy kokosowe wytrzymały napór laharu.

Kto w momencie nadejścia laharu nie zdołał uchwycić się takiego drzewa palmowego, ten zginął. Utrzymać się na nogach było absolutnie wykluczone. Na drugi dzień po wybuchu widziałem... część żelaznej konstrukcji mostu, ważącą przynajmniej 2000 kg, podrzuconą na krzak bambusu. Na szynach kolejowych pozostał kamień tak wielki, iż nie można go było poruszyć, lecz musiano go dynamitem rozsadzić.

Po odpłynięciu wody pozostała na miejscach, którymi lahar przepłynął, czarna warstwa tufu 30—50 cm gruba; błoto to nie było lepkie, ponieważ nie zawierało gliny, lecz składało się wyłącznie z piasku andezytowego, po odpłynięciu wody było więc suche. Czarny ten tuf rozkopywano po wybuchu dla doborcia trupów i różnego dobytku. Rozkopywanie trwało kilka tygodni; czy tam wszystko odnaleziono nie wiem, lecz ofiar w życiu ludzkim naliczono 6000.

Po tym strasznym wybuchu podniosły się głosy w prasie, aby szukać środków zapobieżenia takim katastrofom, zwłaszcza iż stoki wszystkich wulkanów przedstawiają glebę nadzwyczaj uro-

160

głębokie, zawierające 38 000 000 m³ wody. W nocy z 19 na 20 maja wszystka ta woda została naraz wyrzucona z krateru, z okropnym grzmiotem i hukiem. Błota stąd powstałe (lahary), podzieliły się na trzy wielkie i kilka małych strumieni. Największy z nich, lahar Badack, zniszczył miasto Blitar, liczące kilkadziesiąt tysięcy mieszkańców. Wszystko odbywało się szybko, iż nie było czasu uciekać. Gdy pewien plantator kawy na połowie stoku wulkanu Klut posłyszał z

łoskotem nadchodzący lahar, zatelefonował o tym czym prędzej do asystent-rezydenta, czyli starosty w Blitarze, lecz już nie zdołał domówić. W połowie rozmowy nadpłynął straszny lahar, zerwał brzeg i dom plantatora i pogrzebał wszystko w gorącym błocie.

Na stokach góry strumienie błota miały głębokość kilku metrów, o ile płynęły korytami rzek. U podnóża wulkanu, gdzie już się rozpoczynają równiny i gdzie miasto Blitar jest położone, rozpląnęło się błoto szeroko po polach i było, jak to wynika ze śladów na pozostałych murach i drzewach, tylko 60—90 cm głębokie. Pomimo to rozpęd ruchomego błota był jeszcze tak wielki, że drzewa zostały powyrywane i domy poobalane; tylko niektóre wysmukłe palmy kokosowe wytrzymały napór laharu.

Kto w momencie nadejścia laharu nie zdołał uchwycić się takiego drzewa palmowego, ten zginął. Utrzymać się na nogach było absolutnie wykluczone. Na drugi dzień po wybuchu widziałem... część żelaznej konstrukcji mostu, ważącą przynajmniej 2000 kg, podrzuconą na krzak bambusu. Na szynach kolejowych pozostał kamień tak wielki, iż nie można go było poruszyć, lecz musiano go dynamitem rozsadzić.

Po odpłynięciu wody pozostała na miejscach, którymi lahar przepłynął, czarna warstwa tufu 30—50 cm gruba; błoto to nie było lepkie, ponieważ nie zawierało gliny, lecz składało się wyłącznie z piasku andezytowego, po odpłynięciu wody było więc suche. Czarny ten tuf rozkopywano po wybuchu dla doborcia trupów i różnego dobytku. Rozkopywanie trwało kilka tygodni; czy tam wszystko odnaleziono nie wiem, lecz ofiar w życiu ludzkim naliczono 6000.

Po tym strasznym wybuchu podniosły się głosy w prasie, aby szukać środków zapobieżenia takim katastrofom, zwłaszcza iż stoki wszystkich wulkanów przedstawiają glebę nadzwyczaj uro-

160
dzajną. Są one też gęsto zamieszkane przez ludność krajową lub wzięte przez europejskie towarzystwa pod uprawę kawy, herbaty, chininy itp. Ówczesny rząd holendersko-indonezyjski powołał komisję wulkanologiczną, a następnie instytut wulkanologiczny, którego kierownictwo powierzono G. L. Kemmerlingowi.

Pierwszą działalnością tego instytutu było wydrenowanie krateru Kluta za pomocą tunelu 1200 m długiego. Odtąd nie będzie mogła się gromadzić woda we wgłębieniu kraterowym. Następny wybuch, nie mając więc wody do dyspozycji, nie będzie mógł tworzyć groźnych laharów i dlatego będzie prawdopodobnie mniej szkodliwy. Oprócz tego pomierzono ponownie stoki góry, oznaczono w pobliżu jarów i koryt strumieni miejsca największego niebezpieczeństwa oraz miejsca dość bezpieczne. Dokładne zdjęcia geologiczne oraz przestudiowanie notatek archiwalnych pozwoliły odtworzyć przebieg dawniejszych wybuchów, na których też po części oparto klasyfikację niebezpieczeństw. Nową ustawą budowlaną wzbroniono budowania domów mieszkalnych w strefie największego niebezpieczeństwa, a w strefie mniejszego niebezpieczeństwa pozwolono wznosić tylko szałas lub szopy nie przeznaczone na mieszkanie."

Galunggung (Galoenggoeng) jest potężnym masywem o wysokości dochodzącej do 2240 m. Oprócz trzech wielkich kalder leżących na wysokościach 1620, 1760 i 2200 m stwierdzono obecność 10 młodych ośrodków erupcyjnych.

Do roku 1822 wulkan ten pokryty był gęstym lasem, dokoła którego rozłożone były licznie zaludnione osiedla. W lipcu tego roku bardzo znacznie podniosła się temperatura wód jednej z rzek spływających ze stoku wulkanu, która zaczęła znosić duże ilości zawiesin. W październiku nastąpiła niespodziewanie gwałtowna eksplozja. Ze szczytu góry z olbrzymią siłą wyrzucone zostały słupy pary wodnej i gorącego błota, zmieszanego z popiołami i grubszym materiałem wulkanicznym. Materiał ten został rozrzucony wokoło na odległość 70 mil. Wezbrane potoki i rzeki wypełnione gorącą wodą i błotem niszczyły wszystko na swej drodze. Liczne osiedla zostały zupełnie zniszczone. Od rozżarzonych popiołów zapalały się łatwo palne domostwa tubylców. Ta straszna katastrofa, która przyniosła olbrzymie zniszczenia, trwała zaledwie pięć godzin.

Wulkany 1 człowiek — 11

161

Jeszcze gwałtowniejsza erupcja nastąpiła w cztery dni później. Grozę powiększyło silne trzęsienie ziemi. Cały szczyt góry i jeden jego bok zapadły się, odsłaniając olbrzymią czeluść. Morfologia

terenu uległa poważnym zmianom; rzeki płynęły nowo utworzonymi korytami. W ciągu jednej nocy zatopionych zostało dwa tysiące mieszkańców. Rzeki niosły liczne ciała ludzi i zwierząt. Ponad sto osiedli uległo wówczas zagładzie.

W czasie wybuchu tego wulkanu w roku 1917 ze środka jeziora, leżącego wewnątrz obszernego krateru, wysunęła się czerwona, gorąca masa stężonej lawy w kształcie walca średnicy około 1000 m i wysokości 150 m. Masa ta, która wysuwała się w ciągu czterech dni, była ciepła przez długi okres.

Do bardzo czynnych wulkanów należy położony w środku Jawy Merapi. Wulkan ten, o wysokości 2875 m, ma na szczycie krater o średnicy około 1500 m. Kształt i wielkość krateru ulegały zmianom w czasie licznych wybuchów. Przeważnie były to erupcje popiołowe, nieraz jednak związane i z wylewami lawy.

Wybuch w roku 1920, połączony z wydzieleniem wielkiej ilości gorących gazów, przypominał sławny wybuch Mt. Pelee na Martynice (por. str. 88).

Wulkan Merapi (Jawa)

162

g*

Gwałtowny wybuch wulkanu Merapi

Erozyjnie pocięte stoki wulkanu Bromo (Jawa) (fot. W. Goetel)

Wybuch wulkanu Merapi w roku 1931 spowodował śmierć 1300 ludzi. Na otaczającą okolicę spadły obfite deszcze popiołów, a z krateru wypłynęła lawa strumieniem długości ponad 6000 m, szerokości około 200 m i wysokości dwudziestu kilku metrów.

Wulkany Bromo (2397 m) i Smeru (Smeroe, Semeru) są położone wewnątrz i na krawędzi olbrzymiego wygasłego krateru, tzw. kaldery Tengerskiej średnicy blisko 20 km. Stoki wulkanu Bromo odznaczają się piękną rzeźbą erozyjną.

Jednym z najbardziej malowniczych wulkanów jest Papanda-jan (2660 m), często odwiedzany przez tuiistów. Najgłośniejszy był wybuch tego wulkanu w roku 1772. Niespodziewaną i bardzo gwałtowną erupcję poprzedzało tylko wydobywanie się z wierzchołka góry pary wodnej i dymów. Gwałtowny wybuch utworzył olbrzymią szczelinę długości ponad 20 km i szerokości około 10 km. Niektórzy twierdzą, że ilość wyrzuconego materiału wulkanicznego była większa niż w czasie sławnego wybuchu Krakatau w roku 1883. Ponad czterdzieści okolicznych osiedli zostało zniszczonych. Wysokość wulkanu uległa w czasie tego wybuchu zmniejszeniu o przeszło jedną trzecią.

164

Id jen, położony na wschodnim krańcu Jawy, sławny jest z olbrzymiej kaldery średnicy 16 km.

Na Sumatrze rozmieszczone są liczne wulkany w części północnej. W środkowej części znajduje się rzadko czynny wulkan Korintji (3690 m), będący najwyższą górą Sumatry. W okolicy Padangu znajdują się dwa wulkany: Merapi (tej samej nazwy co wymieniony już wulkan jawajski) i Singalang. Merapi wyrzuca co kilka miesięcy popioły wulkaniczne na pokrytą lasami okolicę. Pomiędzy miastami Medan i Sibolda położona jest wyżyna Batak z wielu wulkanami i jeziorem Toba, które powstało wskutek zapadnięcia się związanego z działalnością wulkaniczną i ma prawie pionowe brzegi. Głębokość jeziora Toba dochodzi do 600 m. Pomiar przeprowadzony przez J. Zwierzyckiego w odległości dwóch metrów od brzegu zachodniego wykazał głębokość 240 m. Relacje o wybuchach wulkanów sumatrzańskich są nieliczne i niezbyt dokładne, ponieważ zdarzają się one w okolicach niezamieszkałych, oddalonych od większych osiedli.

Poza Jawą i Sumatrą czynne wulkany znajdują się na wyspach: Bali, Lombok i Sumbawa (wulkan Tamboro, którego gwałtowny wybuch nastąpił w roku 1815).

Na północnym Celebesie znaczne wybuchy wylewowe miał w roku 1915 wulkan Suputan (Soepoetan). Również na północ od tej wyspy wynurzają się z morza niewielkie stożki wulkaniczne.

Wulkaniczna strefa Archipelagu Malajskiego przechodzi przez Nową Gwineę, Nowe Hebrydy i wyspy Tonga, gdzie stwierdzono obecność sześciu wulkanów, do Nowej Zelandii.

WYBRZEŻA

I WYSPIY MORZA ŚRÓDZIEMNEGO

Najbardziej znanymi czynnymi wulkanami tego obszaru są: Wezuwiusz, jedyny czynny wulkan na stałym lądzie europejskim, i Etna, położony na Sycylii.

Wulkanicznego pochodzenia są Góry Albańskie (Monti Albani), wznoszące się na południowy wschód od Rzymu. Na wschód od Frascati rozciąga się kilkunastokilometrowy stary wał kraterowy 165

o łagodnych stokach. W środku wznosi się krater zwany Obozem Hannibala (Campo di Annibale) z najwyższym wzniesieniem Monte Cave (949 m). Jeziorami kraterowymi są: Albańskie (Lago di Albano) i jezioro Nemi. W pierwszym tysiącleciu przed naszą erą nastąpił duży wybuch tego nieczynnego dzisiaj wulkanu; dwa potoki lawy dotarły niemal do samego Rzymu.

Na północ od Sycylii rozciąga się grupa wulkanicznych Wysp Liparyjskich. Oprócz największej Lipari należą tu wyspy: Yul-cano, Stromboli, Salina, Vulcanello, Panaria, Filicuri i Alicuri. Od wyspy Lipari, gdzie występują lawy bogate w krzemionkę, pochodzi nazwa liparytów, tj. kwaśnych skał wulkanicznych.

Czynnym, chociaż rzadko wybuchającym wulkanem, jest Vul-cano (500 m). W starożytności zaobserwowano kilka silniejszych wybuchów tego wulkanu, później działalność jego osłabła. Duży wybuch w postaci wypływów lawy i wyrzucanych popiołów na -stał w roku 1771. Osadzana siarka, kwas borowy i chlorek amonu były przedmiotem lokalnej eksploatacji. Nowy silny wybuch, w roku 1873, trwający przez półtora miesiąca, wyparł wydobywanie produktów wulkanicznych z krateru na jego stoki zewnętrzne. Ostatni silny wybuch, trwający dwadzieścia miesięcy, nastąpił w roku 1888. Wybuchy gazów tego wulkanu są gwałtowne, nad kraterem wznoszą się ciemne chmury przyjmujące kształt zbliżony do kalafiora.

Stale czynnym wulkanem jest Stromboli (926 m), położony na wyspie tej samej nazwy. Od 3000 lat nie zmienił on swego charakteru. Ze szczytu łagodnego stożka stale wznosi się chmura dymu, świadcząca o aktywności tego wulkanu. Od czasu do czasu następuje wzmożenie jego działalności. Na wysokość kilkudziesięciu, a niekiedy stukilkudziesięciu metrów, wyrzucane są popioły oraz bomby wulkaniczne i mniejsze okruchy lawy wulkanicznej, z których większość spada z powrotem do krateru. Wybuchy te obserwowane w nocy przedstawiają niezapomniany widok; czerwona łuna widoczna jest w promieniu ponad stu kilometrów. Stąd Stromboli nazywają marynarze „Latarnią Morza Śródziemnego”.

Na wyspie Pantelleria, leżącej na południe od Sycylii, znajduje się dziesięć małych kraterów, wykazujących jedynie działalność powulkaniczną. W czasie wynurzenia się w sąsiedztwie w roku 1831 małej wysepki wulkanicznej wybrzeże północno-

166

Gwałtowny wybuch wulkanu Stromboli

-wschodnie Pantellerii uległo podniesieniu dochodzącemu do 80 cm.

Wulkaniczną wyspą, najbardziej południową z grupy Cykła-dów na Morzu Egejskim, jest Santorin (Thera). Razem z wyspą Therasią i wysepką Aspronisi oraz niewielkimi wystającymi nad poziom morza skałkami tworzy pierścień wysp, stanowiących resztki dawnego wulkanu. W czasie wielkiego wybuchu, w połowie drugiego tysiąclecia przed naszą erą, zapadła się część środkowa wielkiego wulkanu, tworząc głęboką na blisko 400 m zatokę morską, otoczoną stromymi, niemal pionowymi ścianami skalnymi. W środku tej zatoki znajdują się wulkaniczne wysepki Palaea Kaimeni, Mikra Kaimeni i powstała w roku 1707 Nea Kaimeni. Z wyjątkiem wschodniej części zbudowanej ze skał metamorficznych Santorin i pozostałe wysepki składają się ze skał wulkanicznych, głównie z porowatego pumeksu eksploatowanego na wyspach Santorin i Therasia. Wielki wybuch wulkaniczny sprzed trzech i pół tysiąca lat pokrył popiołami wulkanicznymi stare osiedla należące do kultury mykeńskiej. Ruiny kamiennych domów i różne przedmioty codziennego użytku odkopane zostały w czasie wydobywania pumeksu. Nowe miasta i osiedla powstały na stokach wulkanicznych.

Wzmożenie działalności wulkanicznej nastąpiło w roku 1866. Ze starego stożka na wyspie Nea Kaimeni zaczęły staczać się bryły kamienne, czemu towarzyszyło trzęsienie ziemi, od którego zaczęły rysować się i pękać mury domów. W porcie zaobserwowano podwyższenie temperatury

wody, która wreszcie miejscami zaczęła wrzeć, zamieniając się w parę wodną, unosząc się nad powierzchnią morza. W pobliżu południowo-zachodniego wybrzeża wyspy, w którym utworzyły się szczeliny, z głębi zaczęła wznosić się lawa. Podmorski potok lawowy utworzył nową wyspę Georgios, która następnie połączyła się z Nea Kaimeni. W wyniku dalszej wulkanicznej działalności podwodnej powstały następne dwie wyspy: Afroessa i Reka, złączone później w jedną wyspę. Podobne zjawisko powtórzyło się w roku 1925, kiedy utworzyły się wulkaniczne wysepki Dafnis i Nautilus. Ostatni silniejszy wybuch na tym obszarze zaobserwowano w roku 1945. Na wyspie Kos (tureck. Istunkói, włosk. Stanco), należącej do grupy Sporadów, odkopano również pod pokładami pumeksu mu-

168

ry osiedli, zniszczonych wybuchem wulkanu w pierwszym tysiącleciu przed naszą erą. W tej grupie wysp znajduje się Nisy-ros z pięknie zachowanym kraterem. Wulkan ten miał być czynny w XV wieku; pewną działalność ujawnił również pod koniec XIX wieku.

AFRYKA

Wulkany ładu afrykańskiego zgrupowane są przede wszystkim wzdłuż wielkiego tektonicznego rowu wschodnioafrykańskiego, którego przedłużenie ku północy stanowi Morze Czerwone i zapadlisko rozciągające się od Syrii po Palestynę. Obszarem wulkanicznym bogatym w pola lawowe i gorące źródła jest nadmorski pas Erytrei. Na obszarze tym znane są dwa czynne wulkany. Jeden z nich, Dubbi (1680 m), nazywany również wulkanem Edd od portu tej nazwy, miał wybuchy w roku 1861 w postaci wypływów lawy i eksplozji produktów piroklastycznych. Drugi — Af-dera (2225 m), ujawnił swą aktywność w roku 1907 silnym wybuchem; w czasie tego wybuchu wulkan wyrzucił znaczne ilości produktów piroklastycznych przy równoczesnym wypłynięciu lawy. Również na sąsiednich obszarach Abisynii i Somali na dużych przestrzeniach widoczne są pozostałości dawnej działalności wulkanicznej.

W Tanzanii najpotężniejszym czynnym wulkanem jest Meru (4560 m). Eksplozywny wybuch obserwowano w roku 1910. Wschodnia część tego wulkanu została rozerwana w czasie jednej gwałtownej erupcji. Po południowej stronie Jeziora Rudolfa znajduje się wulkan Telekiego (580 m), wznoszący się tylko na wysokość około 300 metrów nad poziom otoczenia. W latach 1868—1873 nastąpiły silne wypływy lawy. W roku 1896 silny wybuch zniszczył większą część wulkanu; nowy krater utworzył się w odległości 5 km. W pobliżu tego wulkanu znajduje się czynny wulkan Njiro. Mniej znanymi wulkanami są Sugobo i Lengai (Ol Doinio Lengai), wys. 2858 m, którego wybuch obserwowano w roku 1945.

Z nieczynnych wulkanów tego obszaru największy jest Kilimandżaro (5895 m), będący najwyższą górą Afryki. Olbrzymi

170

masyw górski, którego szczyt niemal stale spowity jest chmurami, składa się z trzech wulkanów: S z i r a (4300 m), M a w e n z i (5355 m) i Kibo, na którym zachował się dawny krater. Na szczytowych stokach tego wulkanu zalegają potężne lodowce, utrudniające osiągnięcie szczytu.

Wśród zdobywców Kilimandżaro znajduje się i polski zoolog Antoni Jakubski, który w roku "vi

1910 zorganizował małą wyprawę do środkowej Afryki. f

Na zachód od Kilimandżaro znajduje się wyżyna wulkaniczna, nazywana nieraz krajem olbrzymich kraterów. Wielkie wulkany, czynne i wygasłe, rozmieszczone są wzdłuż rowu, zwanego Rowem Wielkich Jezior. Zostały one odkryte dopiero z końcem XIX wieku.

W Zairze czynne są dwa olbrzymie wulkany: Nyamuragira (Njamlagira) (3056 m) i Nyiragongo (3470 m).

Nyamuragira jest wulkanem tarczowym podobnym do mił-kanów hawajskich. Wylewy bardzo płynnej lawy utworzyły jak gdyby nałożone na siebie zastygłe skorupy skalne. Z jeziorek lawowych uchodzą gazy palące się żółtawo-zielonymi płomieniami. W roku 1938 krater średnicy około 3000 m wypełnił się lawą, która zaczęła spływać stokami. Wielkie ilości lawy wydobyły się również z powstałych bocznych szczelin, niszcząc wszystko na przestrzeni kilkuset kilometrów kwadratowych. U podnóża góry utworzył się nowy wulkan, którego lawa spłynęła do jeziora Kiwu.

Późniejsze wybuchy nastąpiły w latach 1940, 1948, 1951 i 1954.

W roku 1948, w pobliżu jeziora Kiwu, utworzył się nowy wulkan Kituru Nyefunsi (Kineza), którego lawy dotarły również do wód jeziora.

Blisko położony drugi czynny wulkan Nyiragongo ma olbrzymi krater średnicy kilkunastu kilometrów. Poziome dno krateru pokryte jest roślinnością, która rozwija się dzięki strumieniom spływającym z wewnętrznych zboczy krateru. Słodkowodne jezioro kraterowe przyciąga liczną zwierzynę, która pozostaje pod pełną ochroną.

Prócz tych czynnych wulkanów w najbliższym otoczeniu jeziora Kiwu znajduje się kilka wulkanów nie przejawiających żadnej aktywności.

W kraterze wygasłego wulkanu Goma nad jeziorem Kiwu tu-
172

Krajobraz wulkaniczny utworzony przez niezliczone bloki skalne (bazaltowe) w Somali na wybrzeżu półn.-wsch. Afryki

byłcy założyli osiedle, nie przejmując się wcale tym, że codziennie muszą „spać na wulkanie”.

Na wschód od wybrzeża Mozambiku znajdują się wyspy z czynnymi lub wygasłymi wulkanami. Na wyspach Komorach znajduje się czynny wulkan Kartala (2450 m). Na Madagaskarze występują liczne wygasłe wulkany. Na wyspie Reunion, należącej do Maskarenów, znajduje się czynny wulkan Piton de la Fournaise (2515 m). W grupie wysp Kerguelen czynny jest wulkan Big Ben Peak, leżący na wyspie Heard.

W zachodniej Afryce znajduje się jedyny czynny wulkan Kamerun (4070 m), położony nad Zatoką Gwinejską. To najwyższe wzniesienie Gór Kameruńskich nazywane jest przez tubylców „Górą Bogów”. Pierwszym zdobywcą tej potężnej góry był angielski podróżnik i badacz Afryki, Richard Burton, który w roku 1861 pełnił obowiązki konsula na pobliskiej wyspie Fernando-Po. Polska wyprawa do Kamerunu w roku 1884 pod przewodnictwem Stefana Rogozińskiego była trzecią z kolei, która osiągnęła najwyższy szczyt Gór Kameruńskich. Na szczycie „Góry Bogów” Rogoziński i jego towarzyszy Janikowski ujrzeli duży krater wul-

173

kanu o stromych zboczach. Jednemu ze szczytów „Góry Bogów” nadali nazwę Mt. Rogoziński, która jednak nie weszła do geograficznej literatury światowej. Wulkan Kamerun jest zakończeniem linii wulkanicznej biegnącej w kierunku południowo-zachodnim. Najbliższą wyspą wulkaniczną z wygasłym wulkanem jest Fernando-Po, dalszymi wysepki Ilha do Principe, San Thome, Annobom, a wreszcie odległa Wyspa Sw. Heleny, zbudowana ze skał bazaltowych i fonolitowych.

/

WYSPY OCEANU ATLANTYCKIEGO

Również wulkaniczny charakter wykazują grupy wysp: Azorskich, Kanaryjskich i Zielonego Przylądka. Wśród Wysp Azorskich czynne wulkany znajdują się na Sao Miguel (wybuchy w latach 1444—1445, 1563, 1630, 1720, 1811), Terceira (wybuchy w latach: 1761 i 1867), Sao Jorga (wybuchy w latach: 1580 i 1808), Pico i Fayal. Wśród Wysp Kanaryjskich na uwagę zasługuje Teneryfa z wielkim stożkiem wulkanicznym Pico de Teyde (3713 m), którego wybuchy znane są od XV wieku. Wulkaniczne skały Teneryfy były przedmiotem badań polskich badaczy — wulkanologa Maurycego Komorowicza i petrografa prof. K. Smulikowskiego. Dalszymi wulkanicznymi wyspami grupy Wysp Kanaryjskich są Lanzarote z wulkanem Yaiza, który miał silne wybuchy w latach 1730—1736, oraz Palma z wulkanem Pelada (silne wybuchy w latach 1585, 1646, 1677—1678 i wybuch w roku 1949). W grupie wysp Zielonego Przylądka, badanych po raz pierwszy przez Karola Darwina, wulkan Fago był czynny w latach 1785, 1817, 1847, 1852, 1857, kiedy po północnej stronie centralnego stożka wulkanicznego utworzyły się stożki pasożytnicze. Ostatni wybuch nastąpił w roku 1951 po wiekowej przerwie.

Wulkaniczną wyspą Oceanu Atlantyckiego jest również położona blisko brzegów Ameryki Środkowej wyspa Fernando de No-ronha.

174

WULKANY ISLANDII

Islandia zbudowana jest niemal całkowicie ze skał wulkanicznych. Część z nich powstała z

dawniejszych wylewów lawowych okresu trzeciorzędowego, które nastąpiły prawdopodobnie równocześnie z wielkimi wylewami na Grenlandii, Wyspach Owczych, zachodniej części Szkocji i północno-wschodniej części Irlandii. Młodsze stanowią zastygłe lawy wulkaniczne, będące pozostałością wylewów czwartorzędowych i trwających do dnia dzisiejszego.

Obok czarnych skał bazaltowych, zajmujących około 2/3 powierzchni Islandii, znaczne obszary pokryte są utworami pirokla-stycznymi, które noszą nazwę formacji palagonitowej i na ogół są młodszego wieku. Skały te, rozmieszczone głównie w południowej części wyspy, są barwy czerwonej, brunatnej lub żółtawej. Całkowita grubość skał bazaltowych przekracza 3000 m. Miąższość tufów i brekcji wulkanicznych, które wskazują na to, że po wylewach bazaltowych następowały eksplozywne wybuchy wulkaniczne, wynosi kilkaset metrów, a w niektórych miejscach dochodzi do 1000 metrów.

Na Islandii obserwowano zarówno erupcje linearne, jak i centralne. Przejście od erupcji linearnych do centralnych stanowią szeregi kraterów, które pospolicie występują na Islandii. Obok wulkanów tarczowych znane są stratowulkany; z rzadka, gdziekolwiek, występują kopulaste formy utworzone z kwaśnych skał liparytowych. W niektórych miejscach skały bazaltowe i brekcjo-we są poprzecinane młodszymi żyłami liparytowymi, które widoczne są z daleka przez swą jaśniejszą barwę.

Objawy wulkanizmu na Islandii znane były już od dawna, a jeden z pierwszych opisów tej wyspy i jej wulkanów został wydrukowany w języku polskim. Dopiero jednak badania w drugiej połowie XIX wieku, zapoczątkowane przez Bunsena, wyjaśniły bliżej budowę geologiczną tej wyspy. Wulkaniczny charakter Islandii widoczny jest niemal wszędzie, chociaż siódma część wyspy pokryta jest wiecznymi śniegami i lodami, skąd pochodzi nazwa Islandii (is — lód, land — kraj). Na obszarze setek kilometrów kwadratowych nie ma żadnych śladów życia, nawet w postaci nędznych roślinek. Na tle

175

Czoło zastygłego potoku lawy trzewiowej w środkowej Islandii (fot. W. Goetel)
czarnych, często fantastycznie postrzępionych, skał bazaltowych widoczne są gdzieś stożki wulkaniczne, sterczące nad polami lodowcowymi, i wąskie szczeliny, z których wydobywają się opary gorących źródeł. Głęboko wcięte nieraz rzeki i potoki odsłaniają wysokie ściany skał wulkanicznych. Na płaskich częściach wybrzeży fale morskie osadzają czarny piasek, tworzący ponure plaże. Ten smutny krajobraz czarnej pustyni ożywiają wypływające gdzieś z law wulkanicznych źródła i wodospady.

Wydłużone szczeliny, z których wydobywa się lawa, są nieraz kilometrowej długości. Potężną taką szczeliną jest Eldgja położona na południowy wschód od największego islandzkiego lodowca Vatna Jökull. Rozciąga się ona na długość ponad 30 km a lawa, która wylała się z tej szczeliny w drugiej połowie X wieku, kiedy na Islandii mieszkało już 80 000 przybyszów z Norwegii, zajęła powierzchnię około 700 km².

Najczynniejszym i najbardziej poznanym wulkanem Islandii jest Hekla (1447 m), położony w południowej części wyspy, w od-

Wulkany i człowiek — 12 177

ległości 115 km na wschód od stolicy Reykjavik. Hekla jest stratowulkanem, który wytworzył się z szeregu kraterów. Główna góra ma długość 6 km przy szerokości 3 km i wznosi się ponad 500 m nad podłożem tufowym. Podczas wzmożonej aktywności wylewa się lawa bazaltowa lub wyrzucane są produkty pirokla-styczne z trzech kraterów, które znajdują się pod szczytem. W czasach historycznych Hekla wybuchał dwadzieścia razy.

Przeważnie były to wybuchy eksplozywne połączone z wyrzucaniem dużych ilości produktów wulkanicznych. Szczególnie gwałtowne były wybuchy w latach 1766—1768. Wielkie bomby wulkaniczne spadły w odległości ponad 20 km od miejsca wybuchu, a mniejsze okruchy lawy wielkości pięści znajdowano w odległości ponad 150 km. W roku 1845 nastąpił duży wypływ lawy, trwający siedem miesięcy. Prędkość posuwania się potoku lawy wynosiła około 400 m na godzinę. Wyrzucone na znaczną wysokość popioły dotarły aż do północnych Niemiec. Po sześciu miesiącach lawa jeszcze nie ostygła. Podobny, chociaż znacznie mniejszy, był wypływ lawy w roku 1878. Po

dłuższej przerwie nowy wybuch wulkanu Hekla nastąpił w roku 1947.

Potężne wylewy lawy połączone z eksplozywnymi wybuchami produktów wulkanicznych związane są ze szczeliną Skaptar, wzdłuż której rozmieszczone są liczne kratery. Olbrzymi wybuch nastąpił w roku 1783, stając się klęską narodową Islandii (por. str. 80).

We wschodniej Islandii występuje olbrzymi masyw wulkaniczny Dyngjufjoli o obwodzie ok. 60 km, powierzchni około 60 km², z olbrzymią kalderą Askia pośrodku. W czasie olbrzymiego wybuchu w roku 1875 wyrzucone popioły pokryły obszar wschodniej Islandii o powierzchni ponad 8000 km². Ostatni wybuch nastąpił w roku 1926. Sąsiednia kaldera z owalnym jeziorem o średnicy 4 oraz 3,5 km nosi nazwę kaldery Knebel, od Waltera Knebela, wulkanologa i badacza Islandii, który w roku 1907 wraz ze swym towarzyszem Maxem Rudloffem znalazł tam śmierć.

Największym wulkanem Islandii jest Orafajokull (2119 m), położony w południowej części największego islandzkiego lodowca Vatna Jokull. Jest on najwyższym wzniesieniem wyspy. Czynny był w latach 1341, 1349, 1598 i 1727.

178

W najbardziej południowej części środkowej Islandii położony jest wulkan Katla, który w czasach historycznych miał kilkanaście gwałtownych wybuchów. Bomby wulkaniczne spadały aż po Reykjavik, odległy o ponad 150 km, a popioły docierały do Bergen w Norwegii (odległość 1200 km). Wybuchy tego wulkanu związane często były z obserwowanymi ruchami lodowców, które wpływały w niżej położone obszary. Ostatni wybuch był w roku 1918.

Obszarem o żywej, młodej działalności wulkanicznej jest południowo-zachodni półwysep Islandii Reykjanes. Badacz wulkanizmu Islandii, Thoroddsen, wylicza na tym niewielkim obszarze 38 wulkanów i 700 kraterów. Największym, drzemącym wulkanem tego obszaru jest Trolladyngia. Wzmianki o wybuchach tego wulkanu pochodzą z wieku XII i XIV.

W odległości około 80 km na południowy zachód od cypla półwyspu Reykjanes leży grupa wysp Eldeyjar (Fuglasker). Podmorskie erupcje obserwowano wielokrotnie, ostatnio w latach 1830 i 1879.

Na wschód od stolicy kraju Reykjaviku znajduje się duża pustynia lawowa Thingvallhraun. Liczne szczeliny uskokowe przecinają powierzchnię lawy bazaltowej. Trzy takie szczeliny, łączące się ze sobą, zamykają olbrzymi blok lawy, który z resztą pola lawowego połączony jest tylko wąskim przesmykiem. Tę trudno dostępną naturalną warownię najstarsi mieszkańcy Islandii nazwali Allmannagja („Wąwóz wszystkich mężów”), obierając ją za miejsce obrad swego parlamentu, najstarszego w świecie.

W wąwozie tym naukowe obserwacje przeprowadzał geolog polski Maurycy Komorowicz., który w roku 1907 przejechał konno przez całą Islandię, od Reykjaviku aż do portowej miejscowości w północnej części wyspy, Akuroyri.

W niewielu miejscach na kuli ziemskiej występują tak różnorodne zjawiska powulkaniczne, jak na Islandii. Bardzo liczne są fumarole, szczawy, gorące źródła i gejzery. Kwaśne źródła gorące, występujące obok fumaroli, związane są z obszarami młodego wulkanizmu. Szczególnie liczne (ponad 600) są alkaliczne źródła gorące, wydzielające osady krzemionkowe.

Na wschodnim wybrzeżu Islandii, w pobliżu wielkiego fiordu Reydarfiördur eksploatowano przez dziesiątki lat występujące

179

w próżniach bazaltowych złoża kalcytu. Duże przezroczyste kryształy tego minerału, zwanego spatem (szpatem) islandzkim, stanowią niezmiernie cenny i poszukiwany surowiec mineralny stosowany do wyrobu różnych aparatów optycznych (tzw. pryzmaty Nicola, czyli „nikole”, zbudowane z przezroczystych kryształów kalcytu, mają zdolność zamiany światła zwyczajnego na światło spolaryzowane). Te złoża, jak i inne mniejsze występujące na Islandii, są już wyczerpane. Na obszarach Grenlandii, Spitsbergenu, Ziemi Franciszka Józefa, na Hebrydach i w północno-wschodniej Irlandii występują skały wulkaniczne okresu trzeciorzędowego.

Jedyny czynny wulkan na tym północnym podbiegunowym obszarze znajduje się na wulkanicznej wyspie Jan Mayen, położonej w odległości 550 km od Islandii w kierunku północno-wschodnim, pomiędzy Morzem Norweskim i Morzem Grenlandzkim.

WULKAN BEERENBERG NA WYSPIE JAN MAYEN

Wyspa Jan Mayen, mająca powierzchnię 380 km², jest w całości formacją wulkaniczną wieku czwartorzędowego, a przypuszczalnie także trzeciorzędowego. W niżej położonej południowo-zachodniej części wyspy znajduje się norweska stacja meteorologiczna, w wyższej części północno-wschodniej wznosi się potężny stożek wulkanu Beerenberg o obwodzie około 50 km i wysokości 2277 m n.p.m., a z dna Oceanu Atlantyckiego wznoszący się ponad 5300 m. Skąpe informacje o wybuchu tego wulkanu na odległej i trudno dostępnej wyspie pochodzą z lat 1732 i 1818.

Ten drzemiący wulkan „obudził się” niespodziewanie we wrześniu 1970 r. Samolot japońskich linii lotniczych lecący z północno-zachodniej Norwegii do Tokio trasą wiodącą nad Jan Mayen zauważył wznoszącą się do wysokości 6000—7000 m nad wyspą potężną chmurę dymu. Kapitan samolotu podał wiadomość o wybuchu wulkanu drogą radiową do Tromsø, skąd przetelegrafowano ją na wyspę Jan Mayen. Władze norweskie zarządziły natychmiastową ewakuację 39-osobowej załogi stacji, która nie zdawała sobie sprawy z grożącego niebezpieczeństwa. Wskutek bowiem złej widoczności, spowodowanej przez mgłę i śnieżyce, nie zaobserwowano słupa dymu unoszonego z dna wulkanu przez

180

wiatr w kierunku wschodnim. Widziano wprawdzie ogromne chmury, nie przypuszczano jednak, że mogły one mieć związek z działalnością wulkanu. Już drugiego dnia norweski Instytut Polarny w Oslo wydelegował drogą lotniczą na Jan Mayen trzech geologów dla zbadania sytuacji. W trzy tygodnie później przebywający w Norwegii polski geolog, prof. Krzysztof Birkenmajer, miał możliwość bezpośredniej obserwacji działalności wulkanu Beerenberg.

Stopiona lava bazaltowa spływała ognistymi potokami z północno-wschodniego zbocza wulkanu, ze szczelin położonych na wysokości od kilkudziesięciu do około 500 m n.p.m., topiąc na swej drodze masy lodu i śniegu. Bomby wulkaniczne były wyrzucane na wysokość kilku tysięcy metrów. Skraplająca się para wodna zmieszana z pyłem wulkanicznym utworzyła potężną chmurę sięgającą wysokości ponad 6000 m. Pomiary temperatury wody morskiej wykazały, że podniosła się ona do kilkunastu, a następnie aż do 39° C; normalna temperatura wokół wyspy o tej porze jest bliska zeru. Na morzu pływały fragmenty pumeksu,

Potok lawowy:

a) przekrój; b) potok niosący duże bloki

tworząc jak gdyby kozuch zawieszony, w związku z czym należało się spodziewać masowego pomoru ryb.

W trzy tygodnie później, podczas odwiedzin wyspy przez prof. Birkenmajera, chmura wulkaniczna sięgała już tylko wysokości około 2000 m. Wylew lawy odbywał się nadal, chociaż stracił nieco na intensywności. Był to wylew szczelinowy, z czterech szczelin widocznych na zdjęciach lotniczych. Na szczelinach utworzyły się kratery w liczbie pięciu, z których z końcem września były czynne tylko trzy południowe. Oblicza się, że w ciągu kilku pierwszych dni erupcji stopiło się około 50 000 ms lodu lodowcowego. Temperatura lawy wynosiła 1030°C w potokach w pobliżu kraterów, a 975°C w sąsiedztwie morza. Według pomiarów prof. geologii Politechniki w Trondheim, Ch. Oftendahl, szybkość posuwania się lawy w potokach na zboczu wulkanu wynosiła średnio 4 m/s.

/

V

WULKANY I CZŁOWIEK

/

BADANIA WYBUCHÓW WULKANÓW

W rozdziale o największych wybuchach wulkanów przedstawione zostały katastrofalne wybuchy, które przynosiły zagładę mieszkańcom najbliższych osiedli. Olbrzymie wybuchy wulkanów, znajdujących się na obszarach nie zamieszkałych lub tylko o bardzo nielicznej ludności, niewiele na ogół interesowały człowieka, poza kręgiem specjalistów, którzy organizowali wyprawy, by

dotrzeć na miejsce wybuchu.

Dla bliższego zapoznania się z terenem wulkanicznym Alaski, gdzie w czerwcu 1912 r. nastąpił potężny wybuch wulkanu Katmai, dopiero w trzy lata później (1915) została zorganizowana amerykańska wyprawa geologiczna, która pod przewodnictwem Roberta Griggsa prowadziła szczegółowe badania geologiczno--wulkanologiczne, trwające do 1919 r.

Gdy w 1970 r. z japońskiego samolotu pasażerskiego dostrzeżono na wyspie Jan Mayen wybuch wulkanu Beerenberg, już na drugi dzień na wyspę przybyli geolodzy duńscy, specjaliści w zakresie badań wulkanologicznych, by rozpocząć obserwacje wybuchu.

Znany wulkanolog belgijski Haroun Tazieff niejednokrotnie samolotem przemierzał tysiące kilometrów, a następnie samochodem i pieszo po bezdrożach, by dotrzeć możliwie szybko do któregoś z wulkanów w środkowej Afryce, o którego wybuchu dotarły informacje drogą radiową. Najważniejsze bowiem dla człowieka są bezpośrednie obserwacje zjawisk wulkanicznych, od samego początku ich ujawnienia się. Najwięcej materiału badawczego dostarczają stale pra-

184
cujące stacje wulkanologiczne, jak w obszarze Morza Śródziemnego, Japonii czy Wysp Hawajskich. Pozwalają one na przewidywanie, do pewnego stopnia, wybuchu wulkanu. Jednym z objawów poprzedzających wybuch wulkanu są dające się stwierdzić, niekiedy tylko drogą pomiarów sejsmicznych, trzęsienia ziemi.

WULKANICZNE TRZĘSIENIA ZIEMI

Ponieważ z niektórymi wybuchami wulkanów związane są trzęsienia ziemi, sądzono dawniej dość powszechnie, że ich przyczyną są zjawiska wulkaniczne. Z dużej liczby obserwacji wulkanologicznych i sejsmicznych, uzyskanych zwłaszcza w ostatnich dziesiątkach lat, okazuje się, że tylko niektóre trzęsienia ziemi są związane z erupcjami wulkanicznymi. Z reguły są one słabe. Nie można też wybuchów wulkanów uważać za przyczynę wszystkich trzęsień ziemi. Istnieje natomiast niewątpliwy związek między ruchami górotwórczymi a trzęsieniami ziemi.

Wulkaniczne trzęsienia ziemi związane są z początkowymi objawami wybuchów wulkanów. Niemal z reguły poprzedzają one wybuch wulkanu, a siła ich wzrasta stopniowo, w przeciwieństwie do trzęsień ziemi tektonicznych, które rozpoczynają się najsilniejszymi wstrząsami, po których później następują słabsze.

Słynny wybuch Wezuwiusza w 79 r. poprzedzały powtarzające się wstrząsy ziemi, które spowodowały zapadanie się świątyń i domów, wywołując powszechne przerażenie. Wobec tego jednak, że sam wulkan nie zdradzał żadnych objawów swej działalności, tylko niewielka część mieszkańców najbliższych osiedli ratowała się gwałtowną ucieczką w ostatniej chwili z zagrożonych miejsc.

Wyjątkowy charakter miało bardzo silne wulkaniczne trzęsienie ziemi, które nastąpiło w kilka godzin po wybuchu japońskiego wulkanu Sakurashima w 1914 r.; zanotowały je nawet seismografy europejskie.

Gdy po setkach lat zaczęto „odkrywać” zasypane popiołami i zalane błotem wulkanicznym Pompeje i Herkulanum, okazało się, że tą drogą archeolodzy potrafili lepiej niż za pomocą naj-

185
bardziej szczegółowych przekazów historycznych przedstawić współczesnym, jak wyglądały domy ich mieszkańców oraz życie z początku naszej ery.

W ostatnich latach podjęto próby odkopywania w podobny sposób zniszczonych osiedli na obszarze Japonii, Indonezji i Ameryki Środkowej.

PRZEWIDYWANIA WYBUCHU WULKANU

Przy ogólnej liczbie ponad 600 wulkanów czynnych (por. str. 103) liczba wulkanów drzemących, tj. od dłuższych okresów nie przejawiających działalności wulkanicznej, dochodzi do około 2000. Te właśnie są najniebezpieczniejsze dla człowieka. Gdy bowiem wulkan przez okres paruset, a niekiedy i paru tysięcy lat, niczym nie zdradza możliwości wybuchu, człowiek zajmuje pod uprawę na żyznej glebie wulkanicznej obszary coraz bliżej wulkanu. Niekiedy w sąsiedztwie takich wulkanów zakłada się nawet miasta, które w razie niespodziewanego gwałtownego wybuchu

ulegają strasznej zagładzie.

Wśród najważniejszych oznak zapowiadających wybuch wulkanu są zjawiska mikrosejsmiczne notowane tylko przez czułe aparaty. Pod wpływem nabrzmiewania podziemnych komór magmatycznych powstają charakterystyczne objawy mikrosejsmiczne. Podobne dają się stwierdzić, gdy magma z głębi podnosi się ku górze.

Na podstawie dokładnej analizy takich objawów wulkanolog z Hawajów, Eaton, w sierpniu 1959 r. zinterpretował podziemne słabe wstrząsy z głębokości 60 km jako wskazówkę podnoszenia się magmy ku powierzchni ziemi; erupcja nastąpiła w listopadzie tego roku.

Zdarza się jednak, że mimo wszelkich początkowych objawów sejsmicznych do wybuchu wulkanu nie dochodzi. Przykładem takim jest jeden z wulkanów na Nowych Hebrydach, którego wybuch „powinien był” nastąpić w 1974 r.

186

WULKAN, KTÓRY NIE CHCE SIĘ OBUDZIĆ

Silny podziemny wstrząs miał miejsce 1 sierpnia 1973 r. na głębokości 200 km pod wulkanem Gharat na wyspie Gaua (noszącej również nazwę Santa Maria), jednej spośród wysp Banka, archipelagu Nowych Hebrydów.

Zgodnie z analizą geofizyczno-wulkaniczną, przeprowadzoną przez francuskiego geofizyka C. Biota, zanotowane wstrząsy powinny wywołać gwałtowną erupcję wulkanu Gharat w czasie między 25 grudnia 1973 r. a 5 stycznia 1974 r. Ponieważ wulkan jest otoczony niemal całkowicie przez jezioro o głębokości 100 m i powierzchni 17 km², jego gwałtownemu przebudzeniu mogłyby towarzyszyć bardzo silne eksplozje podziemne i powstanie potoków błota o wysokiej temperaturze, tzw. laharów. Przykładem takim mogłaby być eksplozja w 1965 r. wulkanu Taal na Filipinach, położonego także pośrodku jeziora, która spowodowała śmierć kilkuset ludzi. Aby nie ryzykować takiego nieszczęścia, administracja kondominium francusko-brytyjskiego Nowych Hebrydów przygotowała ewakuację 600 mieszkańców wyspy Gaua i 15 grudnia 1973 r. dwa okręty marynarki francuskiej przetransportowały wyspiarzy na sąsiednią wyspę. Wulkan Gharat nie przebudził się jeszcze 1 marca 1974 r. Jednakże od 28 grudnia 1973 r. stwierdzono wiele wyraźnych objawów sejsmicznych i wulkanicznych, wskazujących, że coś dzieje się w głębi pod wulkanem. W dniach 28 i 29 grudnia 1973 r. nastąpiły silne powierzchniowe trzęsienia ziemi. Liczne słabsze trzęsienia ziemi (w liczbie paruset) nastąpiły w późniejszym okresie dwóch tygodni. 10 stycznia 1974 r. nastąpiło silniejsze trzęsienie ziemi, poprzedzające następne słabsze.

15 stycznia 1974 r. działalność sejsmiczna uległa zmianie, przyjmując postać wielkiej liczby następujących po sobie drobnych wstrząsów (zanotowanych przez sejsmografy), charakterystycznych dla wznoszenia się magmy ku górze i poprzedzających erupcję wulkaniczną. Niestety z tego rodzaju objawów nie można przewidzieć dokładnie czasu wybuchu wulkanu. Następuje on nieraz już w parę dni po tego rodzaju objawach sejsmicznych, niekiedy jednak po paru tygodniach lub nawet po kilku miesiącach.

187

Nowe silne trzęsienia ziemi stwierdzono 28 stycznia i 5 lutego. Jednak wybuch wulkanu nie nastąpił, chociaż zaobserwowano wydobywanie się par i dymów wulkanicznych.

Groźba jednak wybuchu dalej trwała, zwłaszcza że obserwacje z samolotu stwierdziły zacopowanie komina wulkanu, co mogło spowodować gwałtowniejszą od dawniej obserwowanych erupcję. Z tego też względu ewakuacji wyspy, na której znajduje się wulkan, nie można uważać za zbytę. Nie da się bowiem przewidzieć, czy przeciągający się okres drzemania wulkanu Gharat nie zostanie przerwany gwałtownym wybuchem.

Przykłady takie są znane, np. na obszarze wulkanicznym Kamczatki. W dniu 23 stycznia 1955 r. pod wulkanem Bezimiannyj nastąpiły silne wstrząsy; głębokość ogniska trzęsienia ziemi znajdowała się 160 km poniżej powierzchni ziemi. Z początkiem października 1955 r. nastąpiły charakterystyczne, masowe, drobne wstrząsy, wskazujące na podnoszenie się magmy, a już 22 października nastąpiła erupcja, pierwsza tego jak gdyby nieczynnego wulkanu. Dostę łagodnie przebiegająca erupcja trwała do następnego roku (1956), kiedy nastąpił jeden z największych znanych wybuchów.

Według obserwacji badaczy radzieckich materiały wulkaniczne zostały wyrzucone niezwykle gwałtownie (ich prędkość została oceniona na 1300—1800 km/h). Utworzyły one nad wulkanem, na wysokości 45 km potężny grzyb. Początkowe ciśnienie u wylotu wulkanu oceniano na 1500—3000 barów, a wyzwoloną energię na 3 ■ 10²⁵ ergów. W czasie eksplozji 300-metrowa szczytowa część wulkanu Bezimiannyj dosłownie zniknęła.

Oczekiwana erupcja wulkanu Gharat przypomina niektóre wulkany Japonii i Archipelagu Antylskiego. Podobne sytuacje sejsmiczne zaobserwowano na japońskich wulkanach Omuro-jama (w 1930 r.) i Hakone (w latach 1959—1960) oraz na wulkanach antylskich Montservat (w latach 1897—1898 i 1933—1936) i Nevis (1960). W przypadku wulkanu Omuro-jama niedojście do jego wybuchu spowodowało gwałtowne trzęsienie ziemi, którego ofiarą padło 259 osób. Może to wskazywać, przez analogię sytuacji, na niepewną przyszłość wyspy Gaua.

Dodatkowe podstawy do obaw, dotyczące dalszych losów wyspy, mogą dać badania aktywności sejsmicznej archipelagu Nowe

188

Hebrydy. Wymieniony geofizyk C. Biot przedstawił obraz rozmieszczenia ognisk wszystkich trzęsień ziemi, jakie na tym obszarze nastąpiły w latach 1963—1970, oraz rozmieszczenie wulkanów czynnych w tym okresie. Stwierdził on korelację między głębokością ognisk trzęsień ziemi, intensywnością przejawów wulkanicznych i składem chemicznym law. Ogniska silnych wybuchów wulkanów Karua, Lopevi i Ambrym są położone w głębokościach 180—250 km. Ogniska położone bliżej powierzchni ziemi są związane ze słabymi przejawami działalności wulkanicznej. Rezultatem wreszcie dociekań C. Biota było stwierdzenie, że środkowy łuk, na którym rozmieszczone są ogniska, został przerwany właśnie w miejscu pod wulkanem Gharat (wyspa Gaua); ognisko sejsmiczne w dniu 1 sierpnia 1973 r. znajdowało się na głębokości 200 km. Pewne korelacje podane przez C. Biota są jeszcze niewytłumaczone, lecz zdają się pozwalać na przewidywanie erupcji wulkanicznych na kilka miesięcy naprzód, jak i na określenie w przybliżeniu intensywności wybuchów wulkanicznych, które mają nastąpić.

Dalsze prowadzenie tych badań może posunąć naprzód przewidywania wybuchów wulkanów.

Oczywiście duże znaczenie mają obserwacje występujących na powierzchni ziemi pewnych oznak wskazujących na zbliżającą się erupcję wulkanu. Do takich należą mikrowstrząsy, deformacja stoków wulkanu, podniesienie temperatury gruntu powierzchniowego, wzrastająca urodzajność, zmiana składu chemicznego fumaroli oraz zmiana lokalnego pola magnetycznego.

■

CZY WULKANY

MOGĄ BYĆ UŻYTECZNE DLA CZŁOWIEKA?

Powszechnie jest wiadomo, że gleby w obszarach wulkanicznych są bardzo żyzne. To właśnie jest powodem, że wokół wulkanów, a zwłaszcza drzemiących, skupia się ludność, nie bacząc na zagrażające jej niebezpieczeństwo, które maleje w miarę, jak posuwają się badania związane z przewidywaniem wybuchów wulkanicznych. Podczas wybuchów wulkanów wyrzucane zostają

189

z głębi ziemi związki mineralne niezbędne dla życia roślin. Wulkany przyczyniają się do wzbogacania uboższych gleb w pierwiastki ważne dla życia roślin, jak na przykład w potas, fosfor i wapń.

Przez obfite wyrzucanie delikatnych cząsteczek szkliwa wulkanicznego wulkany oddają wiele usług ludzkości. Zbyt obfite opady popiołów wulkanicznych niosą ze sobą zniszczenie, przynajmniej przez pewien czas. Lecz te szkody, zdarzające się na ogół lokalnie, tracą na znaczeniu w porównaniu z korzyściami, jakie zapewniają obszarom rolniczym. Dobroczynna działalność wulkanów nie ogranicza się tylko do najbliższego otoczenia. Dzięki bowiem dużej wysokości, na jaką zostają wyrzucane najdelikatniejsze pyły, oraz przenoszeniu ich prądami powietrza, zostają one przenoszone na znaczne odległości.

Do przenoszenia pyłów wulkanicznych w pewnym stopniu przyczyniają się także powierzchniowe wody spływające ze stoków. Dzięki nim wody freaticzne, krążące w przepuszczalnych skałach, wzbogacają się w takie pierwiastki, jak wapń i potas. W ten sposób użyźniają obszary wulkaniczne

wszędzie tam, gdzie rozkład powierzchniowy jest dostatecznie zaawansowany, aby utworzyć warstwę uprawnej ziemi.

Żyzność stoków Wezuwiusza z ich winnicami, sadami i różnymi uprawami, które sięgają do Pół Flegrejskich, znana była już w starożytności. Legendarną żyzność tych ziem przypisuje się leucytowi — minerałowi bogatemu w potas, w który obfitują lawy Kampanii Neapolitańskiej. Podczas powolnego naturalnego wietrzenia tego minerału uwalnia się potas, który w glebie występuje w znacznej ilości. Każdorazowy deszcz popiołów przynosi nową dawkę tego naturalnego nawozu.

Bardzo urodzajne są lawy dolnych części stoków Etny, zasilanych okresowymi deszczami popiołów wulkanicznych. U podnóża tego wulkanu przetrwały całe pokolenia osadników, którzy założyli wspaniałe sady oliwek, cytryn, pomarańcz, fig i migdałów. Znane są także winnice Etny, a urodzajność gleb ujawnia się również zalesieniem, szczególnie drzewami kasztanowymi. Piękne lasy bukowe i sosnowe, które pokrywały kiedyś zbocza Etny, wycięte zostały dla uzyskania drewna budowlanego i węgla drzewnego. Zieleń zniszczyły nie tyle erupcje wulkaniczne, ile nieprze-

190
żorność człowieka i jego potrzeba wytrzebiecia lasów dla zdobycia terenów na pastwiska.

Mieszkańcy Etny zajęli pod swe uprawy całe podnóże góry aż do wysokości 1000 m, prawie do połowy wulkanu. Prawdziwy pas miast, dużych miasteczek i wsi ciągnie się wokół masywu. Szczególnie liczne są osady na zboczach południowych i zachodnich.

Również na stokach wulkanu Stromboli znajdują się winnice oraz uprawy fig i pomidorów. Na szczególną uwagę zasługuje wulkaniczny archipelag Azorów, który pokryty jest szachownicą pól kukurydzianych. Na wyspie Terceira liczne pasożytnicze wulkany są przemienione w prawdziwe ogrody.

Aluwialna równina Limagne (Francja środkowa, dep. Puy-de-Dôme) zawdzięcza swą urodzajność mieszaninie popiołów i produktów rozkładu law trachitowych, uwalniających potas, oraz law zasadowych, dostarczających wapnia, magnezu i żelaza, przyniesionym niegdyś z łańcucha Puys (Chaîne de Puys) przez wiatr i płynące wody. Cała Owernia posiada gleby wysokiej klasy.

Pod zwrotnikami ziemi, zasilane wodą tylko okresowo, są bardzo ubogie w użyźniające składniki, nawet w sąsiedztwie wulkanów. Pod wpływem gorąca i wilgotności lawy osady piroklastyczne rozkładają się gwałtownie, tworząc żyzne gleby. Urodzajne dawniej ziemie wulkaniczne mogą zostać zniszczone przez erozję. Toteż w deszczowych tropikach można je chronić przed erozją przez zakładanie upraw na spadzistych stokach, jak to np. stosuje się w Andach.

Uprawy eksportowe, wprowadzone na Jawę przez Holendrów, składają się najczęściej z plantacji drzewa chinowego, kawy, herbaty, hewei. Założone na stokach często bardzo stromych masywów wulkanicznych ulegały katastrofalnym skutkom deszczów tropikalnych wszędzie tam, gdzie nie zachowano ostrożności w zabezpieczeniu gleby przed erozją. Powierzchniowa warstwa urodzajna, zniesiona na stokach przez ściekanie, nie była całkowicie stracona, ponieważ błotnisty potok, który niosły strumienie, dawał żyzność dolnym polom uprawnym ryżu przez naniesienie humusu.

Wulkany przysparzają także bogactwa Ameryce Środkowej. Ich zbocza nadają się na plantacje kawy, które osiągają najwyższą

191

/

Prymitywny transport bloków pumeksu wydobywanego w okolicach Latacunga (Ekwador) i używanego jako lekkiego materiału budowlanego wydajność dzięki urodzajności gleby. Sprzyjającymi warunkami dla uprawy kawy są: wysokość od 800 do 1800 m oraz tropikalny klimat wilgotny i umiarkowany. Niektóre wulkany są pokryte plantacjami aż po brzegi kraterów.

Na tych zasadach zostały założone plantacje kawy w Salwadorze, będącym trzecim światowym producentem, podobnie jak w Gwatemali i Kostaryce.

Dzięki wilgotności dolne i środkowe stoki dużych wulkanów wygasłych lub drzemiących w Afryce Wschodniej, jak Mont Ke-nya, Meru i Kilimandżaro, są pokryte lasami i coraz bardziej zajmowane pod uprawę.

Ważne ośrodki rolnicze, gdzie nie brak wody, dzięki obecności źródeł, rozwijają różnorodne uprawy, spośród których plantacje kawy zajmują znaczne przestrzenie. Liczne pomyślnie rozwijające się ośrodki znajdują się na wysokościach między 900 a 1500 metrów, jak np. u stóp wulkanów Kenya, Meru i na południowych stokach Kilimandżaro.

192

/

Prymitywny transport bloków pumeksu wydobywanego w okolicach Latacunga (Ekwador) i używanego jako lekkiego materiału budowlanego wydajność dzięki urodzajności gleby. Sprzyjającymi warunkami dla uprawy kawy są: wysokość od 800 do 1800 m oraz tropikalny klimat wilgotny i umiarkowany. Niektóre wulkany są pokryte plantacjami aż po brzegi kraterów.

Na tych zasadach zostały założone plantacje kawy w Salwadorze, będącym trzecim światowym producentem, podobnie jak w Gwatemali i Kostaryce.

Dzięki wilgotności dolne i środkowe stoki dużych wulkanów wygasłych lub drzemiących w Afryce Wschodniej, jak Mont Ke-nya, Meru i Kilimandżaro, są pokryte lasami i coraz bardziej zajmowane pod uprawę.

Ważne ośrodki rolnicze, gdzie nie brak wody, dzięki obecności źródeł, rozwijają różnorodne uprawy, spośród których plantacje kawy zajmują znaczne przestrzenie. Liczne pomyślnie rozwijające się ośrodki znajdują się na wysokościach między 900 a 1500 metrów, jak np. u stóp wulkanów Kenya, Meru i na południowych stokach Kilimandżaro.

192

W obszarach półpustynnych, jak np. na wysokich płaskowyżach Meksyku, uprawy są zakładane na dnie bardziej wilgotnych wygasłych kraterów. Kratery-ogrody obficie występują wokół Mexico i Puebla. Niektóre stożki wulkaniczne mają zewnętrzne partie stoków pokryte szachownicą upraw. Najbardziej godne uwagi jest jezioro Alchachica (Puebla), którego brzegi pokryte są polami kukurydzy i agaw.

Urodzajność wulkanów Indonezji i Filipin z ich malowniczo ułożonymi piętrowo polami ryżowymi u stóp dymiących wulkanów, dokoła których skupia się ludność wiejska, najbardziej zagęszczona na świecie, piękne plantacje kawy Ameryki Środkowej i plantacje trzciny cukrowej na Antylach, przeludnione wyspy wulkaniczne w Zatoce Gwinejskiej, a także Hawaje z polami ananasów — są przykładami możliwości rolniczych obszarów wulkanicznych w strefie gorącej. Podobne możliwości wykorzystania wulkanów występują także w strefie umiarkowanej.

Skały wulkaniczne powstałe przez zakrzepnięcie lawy na powierzchni lub blisko powierzchni ziemi, a zwłaszcza porfiry (pa-leotrachity), andezyty i bazalty stosowane są powszechnie jako materiały budowlane i drogowe (por. str. 207). Odmiany tych skał, odznaczające się piękną barwą, stosowane są niekiedy w rzeźbiarstwie.

Obsydiany, tj. szkliwa wulkaniczne, używane były na obszarach wulkanicznych i sąsiednich przez człowieka pierwotnego do wyrobu broni i prymitywnych narzędzi (w innych obszarach do tego celu używano krzemieni, a niekiedy nefrytu).

Gąbczaste szkliwa wulkaniczne, dzięki obfitej zawartości gazów zwane pumeksami, są poszukiwane jako cenny materiał szlifierski, niekiedy znajdują również zastosowanie w budownictwie. Od dawna eksploatowane są pumeksy w Monte Pelato na Wyspach Liparyjskich, a roczna ich produkcja wynosi około 50 000 ton. Do samej Francji eksportowano w okresie międzywojennym około 20% tego wydobycia. Eksport ten został przerwany z wybuchem II wojny światowej i wkrótce rozpoczęto poszukiwania pumeksu w wulkanicznych rejonach Francji.

Znaleziono go w okręgu Mont-Dore (Rocheft-Montagne, przy drodze z Clermont-Ferrand do Mont-Dore). Doskonalej jakości pumeksy o miąższości 30—40 m pokrywają tu powierzchnię wielu hektarów.

Wulkany i człowiek — 13

Z innych krajów, eksploatujących pumeksy, należy wymienić Wyspy Kanaryjskie, Meksyk (zwłaszcza okolice Tuła) i inne kraje Ameryki Środkowej, a także Japonię.

Przykładem zastosowania pumeksu w budownictwie może być kopuła kościoła św. Zofii (Aja Sofia), zbudowanego w VI w. dla cesarza Justyniana; to wspaniałe dzieło architektury bizantyjskiej zostało zamienione w XVI w. na świątynię wyznawców islamu, a w 1934 r. — na muzeum.

W budownictwie znajdują niekiedy zastosowanie również tufy i tufity wulkaniczne (por. str. 211).

Nie brak wreszcie wulkanicznych złóż mineralnych, a zwłaszcza siarki (por. str. 231).

WYKORZYSTANIE ENERGII CIEPLNEJ WULKANÓW

Zużytkowanie ogromnych rezerw energii zmagazynowanej w wulkanach od wieków zaprzętało myśl ludzką, lecz realizacja tego jest stosunkowo bardzo niedawna. Jeszcze dotąd nie doszło do bezpośredniego zużytkowania olbrzymiej energii, uwalniającej się podczas aktywnej działalności wulkanów. Środki techniczne, które obecnie są do dyspozycji, pozwalają na głębokie wiercenia, zbliżające się dzisiaj do 10 kilometrów, i na przeciwstawianie się bardzo wysokim temperaturom panującym na znacznych głębokościach. Rozważa się również możliwość wykorzystania w niedalekiej przyszłości gorących gazów wydobywających się z magmy. To, co do niedawna wydawało się utopią, jest na dobrej drodze do realizacji. Człowiek znajduje się w przededniu zdobywania ciepła wulkanicznego wprost z wulkanów, a nie tylko za pośrednictwem wód wglębnych i powierzchniowych, jak to się dzieje aktualnie.

Włoch Ettore Cardani stworzył projekt termicznego wykorzystania Wezuwiusza.

Opierając się na obserwacjach wykonanych przez wulkanologów obserwatorium na Wezuwiuszu prof. Cardani stwierdził, że ciepło wydobywające się stale z wulkanu jest trojakiemu rodzaju.

Rozchodzi się ono przez promieniowanie i przewodnictwo przez skały, przez fumarole krateru i jego zboczy oraz przez pary, które

w okresie aktywności wulkanu ulatniają się z krateru. Gdy aktywność wulkanu zostaje przerwana, warstwy lawy z wtrąconymi odłamkami, które tworzą stożek wulkanu (Wezuwiusz), dzięki złemu przewodnictwu termicznemu tworzą zaporę dla zachowania ciepła w głębi. Profesorowi Cardanemu wydawało się możliwe przystąpienie do wierceń pozwalających na uchwycenie gorących gazów, pozostających pod ogromnym ciśnieniem w sąsiedztwie komina, gdzie temperatura lawy powinna utrzymywać się przy 1200°. Według jego obliczeń Wezuwiusz powinien być dostarczyć 1700—2000 m³ gazu/s o temperaturze 600°, który mógłby stanowić źródło dla użytecznej pary. Uzyskana tą drogą ilość ciepła wynosiłaby 300 000 kal/s, co wystarczyłoby na budowę centrali o sile jednego miliona kilowatów. Otrzymane w ten sposób ciepło odpowiada zużyciu 1 350 000 ton węgla w ciągu roku. Obliczono, że w okresie umiarkowanej aktywności wulkanu ciepło wydobywające się z jego krateru i ulatniające się do atmosfery dorównuje 1/5 rocznej produkcji węgla kamiennego w całych Włoszech, a 1/4 energii hydroelektrycznej, produkowanej przez ten kraj.

Śmiała myśl prof. Cardaniego, która nie znalazła jeszcze zastosowania praktycznego, absorbuje stale wulkanologów oraz włoskich inżynierów ze względu na wielkie korzyści, jakie mogłaby przynieść jej realizacja. W razie wprowadzenia tego projektu w życie, również inne wulkany włoskie, jak Vulcano i Etna, mogłyby się stać źródłem energii cieplnej.

W Toskanii (północne Włochy) od ponad stu lat eksploatuje się gorące źródła zwane soffioni. Są to wyziewy pary wodnej, wydobywającej się szczelinami wraz z siarkowodorem, dwutlenkiem węgla oraz kwasem borowym. Występują one na obszarze około 150 km² wokół miejscowości Larderello, której nazwa jest związana z nazwiskiem Francuza François Larderel, który wyemigrował do Włoch, gdzie brał udział w próbach otrzymania kwasu borowego drogą odparowywania skroplonych par soffioni. Realizacja eksploatacji napotkała na trudności związane ze zbyt wysokimi kosztami opału. Wtedy Larderel założył Towarzystwo Eksploatacji Sił Endogenicznych celem zastąpienia opału węglowego gorącymi parami wydzielanymi przez soffioni. Pod jego kierunkiem odbyła się pierwsza próba w 1836 r. W wykopanych płytkich studniach zamontowano rury

cynkowe, którymi ujęto wy-
195

dobytą parę. Po śmierci Larderela przez wiele lat nie kontynuowano jego pionierskich prób i dopiero w 1905 r. pierwsze domy w Larderello zostały oświetlone prądem elektrycznym, otrzymywanym przez przekształcenie pochodzącej z głębi energii cieplnej na elektryczną.

Ten sposób eksploatacji energii cieplnej z podziemnego zbiornika magmowego trwał bez zmian do 1929 r., kiedy postanowiono energię ciepłą pobierać z większych- głębokości, dochodzących w wierceniach do 600 metrów. Wiercenia te nie były zawsze bezpieczne. Zdarzało się bowiem niekiedy, że gwałtowne eksplozje i wytryski pary o temperaturze do 250° niszczyły założone urządzenia, wywołując ogłuszający huk, który słychać było w promieniu do 30 km.

Obecnie przegrzaną parę wodną otrzymuje się z 200 wierceń. W 1954 r. termodynamiczne urządzenia w Larderello produkowały 300 000 kW, co stanowiło 1/10 całkowitej produkcji energii elektrycznej we Włoszech. Część pary używano na ekstrakcję kwasu borowego.

Podobne interesujące projekty opracowano i dla innych obszarów Włoch, a szczególnie dla Pół Flegrejskich, które rozciągają się na zachód od Neapolu. Już w czasach rzymskich pary i wody termalne tego obszaru były używane do zabiegów terapeutycznych.

Na wyspie Ischia w Zatoce Neapolitańskiej hodowcy wykorzystują fumarole dla przyspieszenia dojrzewania pomidorów.

Stosowanie energii geotermalnej do ogrzewania mieszkań na Islandii datuje się od dosyć dawna. Ma to duże znaczenie dla kraju o surowym klimacie, w którym mieszkania trzeba opałać przez 330 lub 340 dni w roku, a który nie posiada żadnych naturalnych surowców energetycznych poza niewielkimi zasobami torfu i węgla brunatnego. Jest natomiast mnóstwo gorących źródeł i gejzerów, wyrzucających wrzącą wodę i parę wodną (por. str. 218).

Już z końcem XIX wieku zaczęto je wykorzystywać na obszarach rolniczych. Około 1925 r. wykorzystywanie gorących źródeł znalazło zastosowanie na większą skalę przy uprawach jarzyn cieplarnianych.

W 1928 r. wiercenia w okolicach Reykjavíku dostarczyły po-
196

ważnych ilości wody o temperaturze 87°. Założono tu rurociągi długości 3 km, które pozwoliły zaopatrzyć w gorącą wodę miejską dzielnicę z 70 domami, dwa baseny i szkołę publiczną. Następne wiercenie (w 1933 r.), wykonane w odległości 18 km od miasta, pozwoliło otrzymać 200 litrów na sekundę gorącej wody o temperaturze 86°. W latach 1938—1943 wprowadzono nowy system ogrzewania 2300 domów zamieszkałych przez 30 000 osób i wszystkich publicznych budynków miasta. Ten system obejmował 18 km rurociągów, stacje pomp, zbiorniki o pojemności 8000 m³ z nagromadzoną gorącą wodą, a wreszcie całą sieć dystrybucyjną. Ten miejski system ogrzewczy, zainstalowany 1 grudnia 1943 r., funkcjonuje od tego czasu do dnia dzisiejszego ku powszechnemu zadowoleniu mieszkańców.

W latach 1949—1950 wykonano dalsze wiercenia (72), otrzymując 300 litrów na sekundę gorącej wody o temperaturze 86°C. Wiercenia te przeprowadzono do głębokości od 300 do 770 metrów. Od blisko 50 lat okolice Reykir dostarczały bez przerwy swych gorących wód w ilości około 300 milionów m³, przy czym wydajność ich nie zmniejszyła się ani o kroplę i temperatura nie spadła ani o jeden stopień.

Przeprowadzone badania w obrębie miasta Reykjavík pozwoliły na wyznaczenie strefy termalnej, gdzie od 1958 r. wykonano głębokie wiercenia od 700 do 2200 m. Dzisiaj otrzymuje się z tych głębokości 300 litrów wody gorącej o temperaturze 128° na sekundę. Ponadto we wschodniej peryferii miasta w ostatnich latach odkryto i wykorzystano inną strefę termalną.

W 1969 r. z podziemnej energii termalnej korzystało 72 000 mieszkańców zamieszkujących 8700 domów.

Również i inne miasta Islandii coraz częściej korzystają z tych darów przyrody. Leżące na północy Islandii miasto Olafsjórdur (około 1000 mieszkańców) czerpie energię termalną ze źródeł gorących o temperaturze 48°, odległych o 3 km od miasta.

W ten sam sposób ogrzewane jest miasto Selfoss (2200 mieszkańców), leżące na południu Islandii. W ogrzewanym przez podziemną energię ciepłą mieście Hve-ragerdi mieści się największy na Islandii ośrodek uprawy owoców i jarzyn. Doprowadzana z naturalnych źródeł gorąca woda

197

z parą wodną, która ogrzewa szklarnie o pojemności 30 000 m³, ma temperaturę dochodzącą do 180°.

Nowe szkoły zakłada się w Islandii od pół wieku w strefach występowania gorących źródeł, co zapewnia komfortowe ogrzewanie budynków szkolnych oraz pozwala na budowę basenów z ciepłą wodą i szklarni, w której uprawia się dla młodzieży szkolnej świeże owoce i jarzyny.

Na Nowej Zelandii, słynnej ze swych licznych gorących źródeł, znajduje się 15 ośrodków nadających się do wykorzystywania energii termalnej; już od dawna istnieją tam duże urządzenia o charakterze przemysłowym, przetwarzające energię ciepłą na elektryczną. W okęgach najbogatszych w gorące źródła przystąpiono w latach 1955—1956, po przeprowadzeniu badań geologicznych i geofizycznych, do wykonania głębokich wierceń, aż do głębokości 1000 m, które pozwoliłyby na wykorzystanie energii cieplnej na większą skalę. Wiercenia dają często gwałtowne wytryski gorącej wody z parą wodną do wysokości 100—150 m. Rozpoczęto również eksploatację składników mineralnych zawartych w wodzie źródeł, jak kwas borowy, a także dwutlenek węgla.

Podobne próby podjęto również w Stanach Zjednoczonych

1 w Ameryce Środkowej, zwłaszcza w republice Salwador. Liczne gorące źródła znajdujące się na Kamczatce mają również być w niedługim czasie przedmiotem zużytkowania.

Szczególnie w ostatnich latach, z uwagi na kryzys energetyczny, podejmowane są w różnych krajach przygotowania do eksploatacji energii cieplnej związanej z wulkanizmem. Wyrazem tego może być m. in. zarządzenie wydane przez Służbę Geologiczną St. Zjedn. z 1974 r. przygotowania mapy młodych utworów wulkanicznych wraz z występowaniem podziemnych wód gorących. W tym celu przewiduje się również wykonanie wielu wierceń do różnych głębokości.

Wprawdzie projekty czerpania energii cieplnej z czynnych wulkanów nie zostały jeszcze zrealizowane, wymienione pozytywne próby każą mieć nadzieję, że będzie to mogło nastąpić już w niedługiej przyszłości.

LAWA I MAGMA

LAWA

Dawniej przypuszczano, że pod sztywną powierzchnią strefą skalną znajduje się ciekła strefa magmowa. Zewnętrzna skorupa ziemską składająca się z różnych skał miała powstać przez oziębienie poniżej temperatury topnienia magmowego stopu ognisto-płynnego. Z badań geofizycznych wiadomo jednak, że cała litosfera zachowuje się jak ciało sztywne i że ogniska ciekłej magmy występują tylko w niektórych głębszych częściach skorupy ziemskiej. Lokalne i masowe pojawianie się magmy związane jest z warunkami temperatury i ciśnienia. Tam gdzie magma lub zawarte w niej gazy potrafią przebić wyżej leżące zestalone skały, następuje wylew ciekłych mas, które określa się nazwą lawy.

SKŁAD CHEMICZNY LAWY

Lawa, podobnie jak wgłębna magma, stanowi mieszaninę tlenowych związków niewielkiej liczby pierwiastków. Dominującą rolę odgrywa dwutlenek krzemu SiO₂, zwany krzemionką. Występuje ona w ilości ponad 50% wszystkich składników chemicznych. W ilości kilkunastu procent występuje tlenek glinu Al₂O₃ (tzw. glinika), po kilka lub parę procent — tlenki żelaza Fe₂O₃ i FeO, tlenek wapnia CaO, tlenek magnezu MgO, tlenki potasu i sodu K₂O i Na₂O (tzw. alkalia). W mniejszych ilościach występują tlenki manganu, tytanu, cyrkonu, fosforu i in.

Gdy wśród skał głębinowych, powstałych przez skrzepnięcie magmy, dominują granity i granodioryty, głównymi skałami wulkanicznymi powstałymi przez zastygnięcie lawy są bazalty i an-

199

dezyty. Pod względem chemicznym różnią się one od granitów wyraźnie mniejszą zawartością krzemionki, sodu i potasu przy zwiększonej zawartości żelaza, magnezu i wapnia.

Porównanie średnich analiz granitu, andezytu i bazaltu

Składniki Zawartość w % wagowych
 granit andezyt bazalt

SiO ₂	73,22	59,16	52,07
TiO ₂	0,20	0,79	1,34
Al ₂ O ₃	12,47	16,57	15,25
Fe ₂ O ₃	1,92	3,18	2,91
FeO	1,30	3,56	6,21
MnO	0,07	0,10	0,17
MgO	0,21	3,33	7,88
CaO	0,49	6,29	8,52
Na ₂ O	4,63	3,65	3,02
K ₂ O	4,86	1,94	1,11
H ₂ O	0,59	1,19	1,16
P ₂ O ₅	0,04	0,24	0,36

Razem: 100,00 100,00 100,00

Rzadko tylko zdarzają się lawy riolitowe zbliżone składem chemicznym do granitów.

Od składu chemicznego i od temperatury lawy zależy jej ruchliwość. Na ogół lava wykazuje tym większą ruchliwość, im mniej zawiera krzemionki i alkaliów. Stąd też najbardziej ruchliwe i łatwopłynne są lawy bazaltowe, dominujące wśród law wulkanicznych. Najwolniej płynącą lawą jest bogata w krzemionkę

i alkalia lava riolitowa; podobnie zachowują się również lawy trachitowe i fonolitowe. Taka trudnopłynna, o dużej lepkości lava nie rozlewa się płasko, lecz tworzy strome kopuły lawowe.

200

ZAWARTOŚĆ LOTNYCH SKŁADNIKÓW

Lotnymi składnikami nazywamy te gazy i pary, które znajdowały się w magmie przed jej zestaleniem. W czasie procesu zestalania się uchodzą one z magmy i rzadko tylko można stwierdzić ich obecność w skałach magmowych. Podstawę naszych wiadomości o tych składnikach magmy stanowią przede wszystkim obserwacje czynnych wulkanów.

Najdokładniejsze badania gazów wulkanicznych przeprowadzono na Wyspach Hawajskich.

Badania te w wulkanie Kilauea prowadzili A. L. Day, E. S. Shepherd i T. A. Jaggar. Gazy zbierano w rurach żelaznych lub w rurach próżniowych zamkniętych cienkimi szklanymi zakończeniami, które zanurzano w lawach

o wysokiej temperaturze. Szczególną uwagę przy tych badaniach zwracano na to, by uniknąć zetknięcia z gazowymi składnikami atmosfery. Ilościowy skład chemiczny stwierdzonych gazów wulkanicznych okazał się dosyć zmienny. Kilkuletnie obserwacje wykazały, że główną emanacją hawajskiego wulkanu Kilauea jest woda, wydzielająca się w postaci pary wodnej. Stanowi ona około 70%o wszystkich lotnych składników. Na drugim miejscu znalazł się dwutlenek węgla CO₂, na trzecim dwutlenek siarki SO₂, na dalszych — azot, trójtlenek siarki SO₃, tlenek węgla CO, wodór, chlor i argon oraz pary siarki.

Okazało się, że zmienność składu chemicznego wulkanicznych gazów jest związana nie tylko z miejscem wydzielania się, lecz

1 z okresem, w jakim prowadzono obserwację. Jest to oczywiste chociażby z tego powodu, że takie gazy, jak wodór i dwutlenek węgla, wodór i dwutlenek siarki, mogą reagować ze sobą w wysokich temperaturach, a niektóre mogą wchodzić w reakcje i z połączeniami krzemianowymi, i tlenowymi znajdującymi się w lawie.

Para wodna, będąca najważniejszym lotnym składnikiem, mogła być obecna w lawie lub też mogła się utworzyć na powierzchni jeziora wulkanicznego przez zetknięcie się z atmosferą. Wodór, zmieszany z powietrzem, zapala się w temperaturze 640°; produktem spalania wodoru jest H₂O.

Badania T. A. Jaggara, dyrektora służby wulkanologicznej na Hawajach, wykazały, że powietrze może dostawać się do lawy przez zanurzanie się już za-

201

stygłych bloków lawy, zawierających powietrze w swych szczelinach, i rozpocząć proces utleniania. Tą jednak drogą mogła wytworzyć się tylko drobna ilość wody, na co wskazuje także i stosunek procentowej zawartości azotu do tlenu w uchodzących gazach, odmienny od stosunku tych gazów w powietrzu.

Wszystkie świeże skały magmowe zawierają wodę, niezależnie od tzw. wilgoci skalnej, tj. wody uchodzącej w temperaturze powyżej 100°. Z zestawień wielu analiz skał magmowych wynika, że zawartość H₂O wynosi przeciętnie w skałach głębinowych 0,8%, a w lawach 1,6‰, dochodząc w niektórych skałach wulkanicznych bogatych w szkliwo nawet do 10%.

Zastygłe lawy hawajskie, ogrzewane w próżni, wydzielały składniki gazowe analogiczne do badanych z lawy roztopionej. Takie same wyniki dały badania i innych law, np. z Mt. Pelee na Martynice.

Obserwacje mineralnych inkrustacji i nalotów w sąsiedztwie kraterów wulkanicznych prowadzą do wniosku, że mogły one powstać jako wynik bezpośredniej sublimacji z lawy lub drogą reakcji między gazami wulkanicznymi a minerałami występującymi na powierzchni. Do najpospolitszych inkrustacji i nalotów Wezuwiusza należą chlorki, jak salmiak NH₄Cl, sól kamienna NaCl, sylwin KCl, chlorki glinu, żelaza i magnezu, siarczan magnezu MgSO₄ i fluorek amonu NH₄F.

Odmienne inkrustacje tworzyły się naokoło fumaroli w Dolinie Dziesięciu Tysięcy Dymów na Alasce. Gazy wydzielające się z tych fumaroli o temperaturze dochodzącej do 645°C mają wyraźnie kwaśny charakter wskutek obecności trójtlenku siarki S₃, chlorowodoru HCl i fluorowodoru HF. Inkrustacje te tworzy bezpostaciowa krzemionka, wykazująca obecność fluoru, w związku z czym przypuszcza się, że powstała ona z rozkładu czterofluorku krzemu SiF₄. Ponadto na tym wulkanicznym obszarze występują inkrustacje siarczanowe (gipsowe i anhydrytowe) z solą kamienną i alunem. Bardzo obficie występuje chlorek amonu oraz tlenki żelaza (magnetyt i hematyt). W tych inkrustacjach wulkanicznych stwierdzono obecność cynku, miedzi, manganu, molibdenu, kobaltu, ołowiu, niklu i cyny.

Występowanie źródeł i jezior sodowych w niektórych obszarach wulkanicznych, zwłaszcza we wschodniej Afryce (jeziora

202

Magadi, Natron), wskazuje na możliwość występowania węglanu sodu w emanacjach wulkanicznych. W czasie wybuchu afrykańskiego wulkanu Oldoinyo N'Gai w roku 1917 duży obszar wokół tego wulkanu został pokryty szarymi popiołami zmieszany z węglanem sodu. Związki boru — boran sodowy (boraks) i kwas borowy, będące związkami łatwo rozpuszczalnymi w wodzie, znane są z emanacji niektórych wulkanów, zwłaszcza w Toskanii i w Kalifornii.

POTOKI LAWOWE

Lepkie lawy tworzą tylko krótkie potoki, zastygające zwykle w formach kopulastych. Szybkość potoków lawowych jest bardzo mała, wylewy w postaci pokryw są rzadkie.

Ruchliwe lawy, najczęściej typu bazaltowego, tworzą potoki, których długość dochodzi nieraz do znacznych rozmiarów. Postać potoków lawowych zależy od ukształtowania pionowego terenu. Gdy nachylenie stoków, którymi spływa lawa, jest duże, potoki lawowe są cieńsze i wąskie. Przy słabszym nachyleniu potoki stają się grubsze i zajmują znaczną szerokość; szczególnie szeroko rozlewa się lawa na rozległych równinach. Późniejsza erozja może nieraz zniszczyć środkową część potoku lawowego, przerywając łączność pomiędzy początkową i końcową częścią potoku. Pozornie ma się przed sobą wtedy dwa potoki lawowe i nie zawsze można stwierdzić, że w rzeczywistości jest to jeden potok.

Wylewy szczelinowe dostarczają nieraz bardzo wielkich mas lawy, która najczęściej nie tworzy wyraźnych potoków, lecz szeroko rozlewa się we wszystkich kierunkach. Jeden z wylewów islandzkich (Odadahraun) pokrył lawą obszar o powierzchni 3684 km².

Prędkość rozchodzenia się potoków lawowych jest bardzo różnaita i zależy w dużej mierze od lepkości lawy. Nieraz lepkość lawy z tego samego wulkanu w różnych okresach czasu jest różna. Wielkość wypływów lawowych, która również nie jest bez wpływu na prędkość jej rozchodzenia się, jest bardzo różnaita.

Przeciętna prędkość potoków lawowych Wezuwiusza wynosi w odległości najbliższych kilku

kilometrów od 3,6 do 7,2 km/h.

203

Jest ona największa w pobliżu miejsca wypływu lawy; w miarę oddalania się prędkość szybko się zmniejsza. W dużych odległościach zamierający potok ma nieraz prędkość tylko kilku centymetrów na godzinę. Na ogół też mieszkańcy okolic położonych w otoczeniu wulkanu mogą na czas opuścić zagrożony obszar, zabierając nawet swój dobytek. Jedynie gwałtowne i niespokojne wylewy, zwłaszcza w czasie nocy, mogą zaskoczyć mieszkańców bliskich osiedli. Nieraz szybko posuwające się potoki lawy mogą przeciąć drogę ucieczki opuszczającym swe osiedla mieszkańcom.

Kilkakrotnie, jak w przypadku wylewów hawajskich i Etny, użyto bomb zrzuconych z samolotów, by zmienić kierunek groźnych potoków lawowych.

W roku 1631 zginęło około 3000 ludzi w bocznym potoku lawowym Wezuwiusza, który odległość 8 km, dzielącą miejsce wypływu od morza, przebył w jednej godzinie.

W czasie wielkiego wylewu hawajskiego wulkanu Mauna Loa w roku 1850 bardzo gorąca i ruchliwa lawa poruszała się z prędkością pociągu osobowego. Po przebyciu przeszło pięćdziesięciu kilometrów potok lawowy posuwał się dalej z prędkością 250 m/h. W czasie wielkiego wylewu ze szczeliny Skaptar na Islandii w roku 1783 długość potoków lawowych wynosiła od 60 do 80 km. Potok lawowy japońskiego wulkanu Asama-jama w tym samym roku osiągnął długość 63 km.

Lawa o dużej ruchliwości porusza się jak gęsta ciecz. Przy większej lepkości posuwanie się lawy przypomina ruch lodowców; w części środkowej lawa porusza się szybciej niż w partiach brzeżnych.

Szerokość potoków lawowych waha się w bardzo dużych granicach, przekraczając nieraz rozmiary jednego kilometra. Grubość na równinie może osiągnąć 10 m, natomiast w terenach górzystych, zwłaszcza w wąwozach, może dojść do 50 m.

Objętość lawy w pojedynczych potokach wynosi tysiące metrów sześciennych, dochodząc przy dużych potokach do setek tysięcy metrów sześciennych. Tylko w wyjątkowo wielkich wylewach sięga ona milionów metrów sześciennych.

Obliczenia średnich rocznych wylewów lawowych na Ziemi dały liczbę 5 km³. Znacznie większe są masy produktów wulkanicznych wyrzucanych przy gwałtownych wybuchach.

204

ZESTALENIE SIĘ LAWY

Temperatura wydobywającej się na powierzchnię Ziemi lawy wynosi około 1000°C. Pomiary temperatur lawy Wezuwiusza wykazały, że temperatura dochodzi do 1060°C. Liczne pomiary wykonano w kraterze hawajskiego wulkanu Kilauea; temperatura lawy wahała się w granicach 850°—1350°C, zależnie od głębokości, na której pomiary przeprowadzano.

Zestalenie się lawy następuje w temperaturach 700—600°C, przy czym wyższą temperaturę krzepnięcia wykazują zasadowe lawy bazaltowe.

Dłużej trwające zetknięcie się z zimniejszym otoczeniem powoduje obniżanie temperatury lawy, co wpływa na prędkość jej rozchodzenia się. Prędkość posuwania się potoku lawowego coraz bardziej się zmniejsza, aż wreszcie zupełnie ustaje.

Jeszcze w czasie posuwania się potoku lawowego na zewnętrznej powierzchni tworzy się skorupa skalna. Nie może ona jednak przeszkodzić dalszemu ruchowi lawy, znajdującej się głębiej. Skorupa ta jest potrzaskana na nieregularne bloki i bryły, tworząc tzw. lawę blokową.

Wygląd zastygniętej części potoku zależy w dużej mierze od przepojenia lawy gazami. Lawa blokowa zawiera duże próżnie gazowe; na Hawajach ten typ lawy otrzymał nazwę aa. Bogata w drobne próżnie gazowe jest lawa trzewiowa, czyli sznurowa, o gładkiej i lśniącej powierzchni. Na Hawajach nadano jej nazwę pahoehoe. Oba te typy stanowią cechy charakterystyczne wylewów różnych wulkanów, nieraz jednak, jak np. w przypadku Wezuwiusza, zaobserwowano oba typy lawy. Gdy lawa wylewa się na dnie morskim, zastyganie jej następuje w postaci form elipsoidalnych; jest to tzw. lawa poduszkowa (sferoidalna, puklista).

Przy szybkim zestalaniu się lawy powstaje szkliwo wulkaniczne. Ten typ skalny tworzy się przy cienkich wylewach lawowych, które szybko stygną. Przy znacznej grubości potoków czy pokryw lawowych i dłużej trwającym dopływie lawy ostygnięcie trwa nieraz całe miesiące, a nawet lata.

Zastygła na powierzchni potoku lawowego skorupa skalna, będąca złym przewodnikiem ciepła, chroni głębiej położoną ciekłą

205

ławę od stygnięcia i zestalania się. Długi na 53 km potok lawowy hawajskiego wulkanu Mauna Loa wykazywał po przebyciu tej długiej drogi dużą ruchliwość lawy. Potok lawowy Wezuwiusza z wybuchu w roku 1885 żarzył się jeszcze po upływie sześciu miesięcy.

Przy wolniejszym ostygnięciu tworzą się skały typu bazaltów lub andezytów, w których gołym okiem można często widzieć geometryczne zarysy kryształów składników mineralnych, które wcześniej wykryły się w pozostałej masie drobnokrystalicznej, zawierająca nieraz bezpostaciowe, szkliwo wulkaniczne (por. rozdz. „Skały wulkaniczne”). Lawa bazaltowa zastyga nieraz w postaci charakterystycznych słupów. Powstanie swe zawdzięczają one zmniejszeniu się objętości w czasie ostygnięcia. Ustawione są one prostopadle do powierzchni stygnięcia, na której rozlała się lawa. Najczęściej są to słupy sześcioboczne, które szczelnie wypełniają przestrzeń. Ponieważ dla powstania takiej doskonałej symetrii konieczne są warunki jednorodności lawy i niezmienności warunków fizycznych niemal nie zdarzające się w przyrodzie, lawa bazaltowa zastyga nie tylko w postaci słupów sześciobocznych o zarysach zbliżonych do regularnych sześcioboków, lecz nieraz tworzą się słupy o mniejszej lub większej liczbie boków (3-8).

SKAŁY WULKANICZNE

Najpospolitszymi skałami wulkanicznymi (określanymi również jako magmowe skały wylewne), które powstały przez zakrzepnięcie law na powierzchni Ziemi lub na nieznaczącej głębokości, są bazalty. Są to ciemne, nieraz zupełnie czarne zbite skały, w których gołym okiem a nawet z pomocą lupy trudno jest wyróżnić i rozpoznać poszczególne składniki mineralne. Nieraz tylko połyskujące, wydłużone listewki skaleni wskazują na charakter wulkaniczny skały. Wietrzejące powierzchnie bazaltu nabierają barwy brunatnej lub zielonawej.

Głównymi składnikami bazaltu są plagioklasy i pirokseny, w znacznej ilości występuje także magnetyt. Plagioklasy, należące do najpospolitszych minerałów skałotwórczych, są glinokrzemianami sodu i wapnia. W plagioklazach kwaśnych przewagę stanowi glinokrzemian sodu (albit), a w plagioklazach zasadowych glinokrzemian wapniowy (anortyt). W bazaltach występują plagioklasy zasadowe. Pirokseny są to krzemiany magnezu, wapnia i żelaza, nieraz także i manganu, sodu i innych metali, o barwie ciemnej, aż do czarnej i zmiennym składzie chemicznym. Spośród piroksenów w bazaltach najczęściej występuje augit. Niekiedy w mniejszej ilości występuje hornblenda, należąca do grupy am-fiboli, oraz biotyt, należący do grupy łyszczyków. Skład chemiczny amfiboli jest zbliżony do składu piroksenów. Łyszczyki, czyli miki, są glinokrzemianami potasu, magnezu i żelaza; ciemny, niemal czarny biotyt jest łyszczkiem magnezowo-żelazawym.

Struktura bazaltów jest różnorodna. Przy strukturze porfirowej prakryształami są pirokseny, w odmianach oliwinowych także oliwin. Krystaliczne ciasto skalne składa się z plagioklazów i piroksenów oraz magnetytu. Bezpostaciowe szkliwo może występo-

207

wać w zmiennych ilościach. Chociaż częściowo lub całkowicie szkliste odmiany nie należą do rzadkości, bazalty są zwykle skałami krystalicznymi. Przy strukturze ziarnistej plagioklasy są wykształcone w postaci wydłużonych listewek krzyżujących się zwykle pod kątem ostrym i wytwarzających często trójkątne przestrzenie, w których mieszczą się pirokseny.

Bazalty zawierające oliwin, będący krzemianem magnezu i żelaza, nazywamy oliwinowymi. Mineral ten występuje zwykle w postaci wyraźnych kryształów widocznych na ogół już gołym okiem i zdradzających swą obecność barwą zieloną. Oliwin tworzy niekiedy skupienia nieregularnego kształtu, nieraz kuliste, wielkości od kilku do kilkunastu centymetrów; są to tzw. bomby oliwinowe.

Zawartość znacznej ilości piroksenów i magnetytu o wysokim ciężarze właściwym jest przyczyną dużego ciężaru właściwego bazaltów, wahającego się w granicach 2,7—3,3, najczęściej 2,9. Wietrzejąc bazalt traci swą czarną barwę i przyjmuje, zwłaszcza na powierzchni, barwę szarą, brunatną lub czerwawą. W odmianach oliwinowych następuje przeobrażenie oliwinu w

serpentyń.

Bazalty stanowią materiał twardy i odporny na wietrzenie; używa się ich powszechnie do celów drogowych jako tłuczeń i grysy, natomiast ze względu na trudność obróbki rzadko tylko stosowane są jako materiał brukowy, po pewnym czasie bowiem powierzchnia kostek bazaltowych ulega starciu i wygładzeniu, co jest cechą niekorzystną, zwłaszcza przy znacznie większym nachyleniu drogi. Niektóre odmiany bazaltu wykazują liczne plamki jaśniejsze od normalnej czarnej skały, zwłaszcza wystawionej na działanie promieni słonecznych. Występują one na powierzchni skały i sięgają zwykle niezbyt głęboko; jest to tzw. zgorzel. Obecność plamek wiąże się z ledwie widzialnymi licznymi spękaniami, których przebieg w skale jest nieregularny. Powodują one rozpadanie się skały na drobne okruchy, co bardzo obniża wartość techniczną takich odmian bazaltu. Nieraz świeża skała bazaltowa nie wykazuje tego rodzaju plamek, wystąpić one mogą dopiero po pewnym czasie. Utworzenie się plamek można przyspieszyć przez działanie kwaśnymi lub alkalicznymi odczynnikami.

208

Istnieje wiele prób wyjaśnienia tego zjawiska. Jedną z nich wiąże obecność plamek zgorzelowych z wewnętrznymi napięciami wywołanymi obecnością zawartych gazów, a zwłaszcza pary wodnej. Charakterystyczną formą występowania niektórych bazaltów są słupy wysokości kilku do dwudziestu kilku metrów. Mają one przekrój sześci-, czasem pięcio- lub czworoboczny o rozmiarach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów.

Ekstruzje bazaltowe są często wyraźnie związane z intruzjami żył pokładowych i dajek (ang. dykes), diabazów o tym samym lub bardzo zbliżonym składzie chemicznym wskazującym na wspólne pochodzenie. Diabazy są skałami barwy ciemnozielonej

o składzie mineralnym analogicznym do bazaltów.

Nazwę melafiry nadano skałom o strukturze porfirowej, a teksturze gąbczastej lub migdałowej.

Podobnie jak diabazy są to również skały paleowulkaniczne, tj. starszego wieku geologicznego. W stanie świeżym mają barwę ciemną aż do czarnej, zwietrzałe przybierają barwę zielonawą, zielonawobrunatną lub czerwono-brunatną. Odmiany o licznych i dużych pęcherzykach mają niewielkie znaczenie praktyczne.

Skałami bogatszymi w krzemionkę niż bazalty są andezyty

1 dacyty. Mają one budowę porfirową, charakteryzującą się występowaniem dwóch generacji składników mineralnych. Część minerałów wydzieliła się w czasie wędrówki lawy ku powierzchni w postaci kryształów o geometrycznych zarysach znacznej wielkości, zwanych prakryształami.

Wskutek zmiany warunków krystalizacji, która po osiągnięciu powierzchni odbywała się szybciej, reszta składników wydzieliła się w postaci kryształów znacznie mniejszych, tworzących tzw. ciasto skalne, czyli tło skalne. W obu generacjach występują zwykle te same minerały.

Andezyty i dacyty są skałami jasno- lub ciemnoszarymi. Gołym okiem widoczne są prakryształy białawych plagioklazów, czarnych blaszek biotyту i słupków amfibolu lub piroksenu. Tło skalne, w którym tkwią prakryształy, jest zwykle tak drobnoziarniste, że robi wrażenie jednorodnej zbitej masy, w której nie można wyróżnić odrębnych składników.

Dopiero mikroskop wyjaśnia, że masa drobnokrystaliczna, występująca nieraz ze szkliwem wulkanicznym, składa się z drob-

Wulkany i człowiek — 14

209

nych kryształów plagioklazów i minerałów ciemnych, zawierających Fe i Mg, tj. piroksenów i amfiboli.

Ze względu na występowanie prakryształów wyróżnia się zwykle andezyty amfibolowe i andezyty piroksenowe. W wielu andezytach występują zarówno amfibole, jak i pirokseny. Biotyt zwykle występuje w nieznacznych ilościach. Przy znacznie większej zawartości tego minerału wyróżnia się dodatkowo andezyty bio-tytowe.

Andezyty są skałami pospolitymi, chociaż nie występującymi tak licznie jak bazalty. Pokrewnymi z andezytami skałami, lecz różniącymi się od nich obecnością kwarcu, są dacyty. Występują one znacznie rzadziej niż bezkwarcowe andezyty.

Wulkanicznymi skałami zbliżonymi do andezytów, które podobnie jak bazalty pochodzą z trzeciorzędu, są porfiryty; porfiryty są jednak starsze, powstały w erze paleozoicznej lub mezozoicznej. Podobnie odpowiednikiem wiekowo starszym od dacytów są porfiryty kwarcowe. Określane są one nieraz jako paleo-andezyty (od greek, palaios — stary) i paleodacyty. Andezyty znajdują zastosowanie zarówno jako surowiec budowlany, jak i drogowy.

Wulkanicznymi skałami, które składem chemicznym odpowiadają granitom powstałym przez zakrzepnięcie magmy w większych głębokościach, są riolity, czyli liparyty. Niekiedy nazywane są również trachitami kwarcowymi. Są to skały barwy jasnej, składające się z drobnokrystalicznej masy zasadniczej, o wielkości ziarn poniżej 0,05 mm, lub też szkliwa bezpostaciowego, w którym niekiedy tkwią w postaci wyraźnych kryształów, tzw. prakryształów — skalenie, kwarc i biotyt. Skalenie mają kształt wydłużonych listewek, kwarc występuje w postaci podwójnej sześciobocznej piramidki, a biotyt tworzy blaszki o zarysie sześciobocznym.

Podobną do riolitu, tylko skałą bezkwarcową, jest trachit. Wśród skał wulkanicznych, odpowiadających głębinowym granitom i bezkwarcowym sjenitom, wyróżnia się nieraz obok riolitów i trachitów także porfiry (paleoriolity). Nazwę tę wprowadzili petrografowie niemieccy w celu wydzielenia starszych skał wulkanicznych, zwykle z ery paleozoicznej lub mezozoicznej, u których stwierdzono pewne zjawiska wtórne. W porfirach wydzie-

210

lone jako prakryształy składniki mineralne tkwią w masie drobnokrystalicznej, gdy tymczasem w riolitach i trachitach w znacznej ilości występuje szkliwo wulkaniczne. Wyróżnia się porfiry kwarcowe, odpowiadające riolitom i granitom, oraz porfiry bezkwarcowe, odpowiadające trachitom i sjenitom. Charakterystyczną barwą porfirów jest barwa fioletowo-szara, która w czasie wietrzenia ulega rozjaśnieniu.

Zastosowanie liparytów i porfirów kwarcowych zależy w dużej mierze od charakteru masy zasadniczej, wielkości prakryształów i wzajemnego ich stosunku ilościowego. Zbite odmiany o drobnokrystalicznej budowie stanowią doskonały surowiec budowlany; twarde porfiry kwarcowe znajdują często zastosowanie jako kostka brukowa. Odmiany bogatsze w szkliwo bezpostaciowe łatwiej ulegają wietrzeniu. Te skały, które zawierają liczne i duże prakryształy, są materiałem mniej wartościowym, wykazują niższe wartości techniczne i łatwiej ulegają wietrzeniu.

Gdy lava szybko zastyga, powstaje szkliwo wulkaniczne, czyli obsydian. W zależności od rodzaju lawy wyróżnia się obsydiany bazaltowe, andezytowe, riolitowe itd. Najczęściej są one barwy czarnej, czasem szarej lub czerwono-brunatnej.

W epoce kamiennej człowiek przedhistoryczny używał nieraz twardych obsydianów do wyrobu noży, pił oraz zakończeń oszczepów i strzał.

Pumeksy są porowatymi skałami wulkanicznymi, powstałymi z law bardzo bogatych w gazy. Są one tak lekkie, że utrzymują się na powierzchni wody. Używa się ich jako materiału ściernego.

Pochodzenia wulkanicznego są również tzw. skały piroklastyczne. W zależności od stopnia rozdrobnienia wyróżnia się piaski i popioły wulkaniczne; z najdrobniejszych cząstek, które mogą być unoszone na bardzo dalekie odległości, składają się pyły wulkaniczne.

Te luźno osadzone piaski, popioły i pyły wulkaniczne mogą zostać scementowane przez wody powierzchniowe i utworzyć porowate skały, tzw. tufy wulkaniczne.

O ile w sąsiedztwie wulkanu znajduje się zbiornik wody, opadające materiały wulkaniczne osadzają się w środowisku wodnym; materiał wyrzucany z wulkanów nadmorskich lub znajdujących się na wyspach osadza się w morzu.

211

Materiały wulkaniczne opadłe i osadzone w środowisku wodnym — śródlądowym lub morskim — zmieszane z iłem czy piaskiem tworzą uwarstwione skały zwane tufitami. Z tego też względu skały tufowe bywają raz zaliczane do skał magmowych (ze względu na materiał), raz do skał osadowych (ze względu na osadzony materiał, nieraz zmieszany ze skalnym materiałem pochodzenia niewulkanicznego).

Tufy wulkaniczne znajdują nieraz pewne zastosowanie w budownictwie, chociaż ich własności techniczne, a zwłaszcza wytrzymałość na ściskanie i ścieralność, są bardzo niskie. Niekiedy tufy, w

postaci rozartej i zmielonej z wapnem i piaskiem, używane są do specjalnych zapraw murarskich. Erekcje wulkaniczne są to brekcje (czyli druzgoty) złożone z kanciastych (nieobtoczonych) okruchów skał wulkanicznych.

ZJAWISKA POWULKANICZNE

EKSHALACJE POWULKANICZNE

Gazy i pary wydobywają się z wulkanów nie tylko w czasie ich wybuchów, lecz także i później przez długie okresy. Ekshalacje te wydobywają się z krateru wypełnionego lawą czy produktami piroklastycznymi, z potoków lawowych, a także z popiołów wulkanicznych i szczelin zastygłych na powierzchni skał wulkanicznych. Nieraz uchodzą one spokojnie, niekiedy jednak wydobywanie się ich na powierzchnię zachodzi gwałtownie, nierzadko towarzyszą mu charakterystyczne szmery i syczenia. W miejscu wydzielania się gazów i par tworzą się czasem zagłębienia wypełnione rozłożonym materiałem skalnym i wodą gruntową, która z dopływem pary wodnej zostaje pobudzona do stanu wrzenia. Przy gwałtowniejszym wydobywaniu się gazów i par wyrzucany w górę szlam tworzy naokoło otworu rodzaj małego kolistego wału.

Spośród wulkanicznych ekshalacji wyróżnia się: fumarole, sol-fatary i mofety.

Fumarole są wyziewami gazów wulkanicznych o najwyższej temperaturze (od 200° do 800°C). W skład ich wchodzi gazy, które obserwowano w czynnych wulkanach. Udział pary wodnej, dwutlenku siarki i chlorowodoru wzrasta ze spadkiem temperatury. Fumarole dostarczają różnych produktów mineralnych, osadzanych drogą sublimacji, jak chlorku żelaza, chlorku sodu i tlenku żelaza.

Chłodniejszymi ekshalacjami są solfatary o temperaturze 100°—200°C. Głównym ich składnikiem obok pary wodnej jest

213

Solfatara pod Pozzuoli

siarkowodór i dwutlenek węgla. Do osadzanych produktów należą: siarka, chlorek amonu i kwas borowy.

W starożytności wiele razy opisywano działalność wulkaniczną wulkanu Forum Vulcani, znajdującego się w bezpośrednim sąsiedztwie Puteoli (Pozzuoli), na północny zachód od Neapolu. Poza niewielkim wybuchem w roku 1198 działalność tego wulkanu przez długie stulecia uwidoczniła się tylko wydobywaniem się pary wodnej z dużego krateru (o średnicy dochodzącej do 500 m), pokrytego częściowo rozłożonymi popiołami wulkanicznymi. Pary wydzielają się gwałtownie ze wschodniej części dna krateru, zwanej Bosca Grande, poruszając zgromadzone nad szczelinami popioły wulkaniczne. Temperatura wydobywającej się pary wodnej waha się między 130°—165°C. Ta przegrzana para wodna zawiera drobne domieszki dwutlenku węgla i siarkowodoru. Reakcja z tlenem powietrza prowadzi do osadzania drobnitkich kryształków siarki, pokrywających nalotami najbliższe sąsiedztwo. Od włoskiej nazwy siarki — solfa — wulkanowi Fo-

214

rum Vulcani nadano w nowszych czasach nazwę Solfatara. Stąd też stanem solfatarowym określa się nieraz okres spokoju wulkanu, wydzielającego tylko gazy i pary. Później określenie to przeniesiono na wyziewy wulkaniczne składające się ze związków siarki.

Nie ma wyraźnej granicy pomiędzy fumarolami i solfatarami. Pierwszą nazwą określa się na ogół wyziewy o wyższych temperaturach, przez solfatary rozumie się wydzielania gazów wulkanicznych o temperaturze niższej.

Fumarole i solfatary występują na obszarach wulkanicznych zajmując niekiedy znacznie większe przestrzenie, jak w niektórych częściach Islandii, a zwłaszcza na Alasce w Dolinie Dziesięciu Tysięcy Dymów.

Obszar Doliny Dziesięciu Tysięcy Dymów okazał się jedynym w świecie obszarem o tak intensywnej działalności powulkanicznej. W roku 1918 zarządzeniem prezydenta Wilsona został uznany za park narodowy; powierzchnia tego obszaru objętego ochroną przekracza 400 000 ha (1 087 990 akrów).

Na podstawie wykonanych analiz chemicznych i pomiarów terenowych ilości wydzielanego rocznie

w Dolinie Dziesięciu Tysięcy Dymów chlorowodoru oblicza się na 1 250 000 ton, a siarkowodoru na 300 000 ton. Może będzie można w przyszłości — bez zniszczenia tego jedyne w świecie zjawiska przyrody — wykorzystać te olbrzymie ilości surowców chemicznych i energii, podobnie jak to już na małą skalę udało się zrobić w wulkanicznych obszarach Islandii, Japonii i Włoch. W czasie wybuchu najbliższej wulkanu wydobywają się zwykle fumarole, dalej solfatary i mofety. Obserwacje na Wyspach Hawajskich wykazały, że w najbliższym sąsiedztwie czynnego wulkanu wydobywają się takie gazy, jak chlor, fluor, dwutlenek węgla i dwutlenek siarki, w dalszej odległości dwutlenek węgla, a jeszcze dalej tylko para wodna. Często stwierdzić można przejście fumarol w solfatary i mofety. Kolejno ustaje wydzielanie się chloru i dwutlenku siarki, znacznie dłużej utrzymuje się wydzielanie dwutlenku węgla. Dla otrzymania przegrzanej pary wodnej pod podwyższonym ciśnieniem przeprowadzano na włoskich polach fumarolowych podziemne wiercenia, z których wydobywająca się pod ciśnieniem

215

Źródło gorące Hveravellir w centralnej Islandii

kilkunastu atmosfer para wodna wykazuje temperaturę 190°C. Założona w roku 1928 elektrownia, wykorzystując tę energię zaopatruje w prąd miasto Sienę, Livorno, Cecinę, a częściowo i Florencję. W czasie pogłębiania jednego wiercenia w roku 1935 wybuch pary wodnej, wydobywającej się w ilości ponad 100 000 kg na godzinę, zniszczył wieżę wiertniczą, wyrzucając ją w powietrze. Podobne rezultaty osiągnięto w okręgu Sonoma na północ od San Francisco, a także na Jawie. Tą drogą coraz częściej próbuje człowiek wykorzystać podziemną energię cieplną, związaną z działalnością wulkaniczną.

Najchłodniejszymi wyziewami są mofety, składające się głównie z dwutlenku węgla. Sławna mofeta, odwiedzana przez turystów znajduje się w Psiej Grocie (Grotta del Cane), położonej między Neapolem a Pozzuoli. Jest to rodzaj niewielkiej sztolni, założonej prawdopodobnie przez Rzymian poszukujących gorących źródeł. Dwutlenek węgla, będący gazem cięższym od powietrza, utrzymuje się w dolnej części groty, uniemożliwiając w ten spo-

217

sób oddychanie. Nazwa pochodzi stąd, że zabląkane psy giną w niej wskutek braku dostatecznej ilości tlenu. Warstwa dwutlenku węgla w grocie nie dochodzi do wysokości człowieka, który może w niej przebywać bez szkody dla zdrowia. Przewodnicy włoscy oprowadzający turystów nieraz umyślnie wprowadzają do niej psy, które wynoszą szybko na świeże powietrze, gdy tylko u biednych zwierząt wystąpią objawy duszenia się.

Te szkodliwe dla organizmów zwierzęcych wyziewy gazowe znane już były w starożytności. Pisał o nich Pliniusz Starszy w swej Historia Naturalis, nazywając tę okolicę szczelinami Charona, przewoźnika dusz zmarłych.

Przed ponad stu laty odkryta została na Jawie „Dolina Śmierci”, wydzielająca również obficie dwutlenek węgla. W obrębie znacznego lejowatego zagłębienia znajdowano nieraz nieżywe ssaki i ptaki, uduszone wskutek braku tlenu. Powtarzane jednak nieraz opowiadania o spadających ptakach, które przelatywały nad tą doliną, należy uważać za przesadzone i mało prawdopodobne.

GEJZERY

Szczególnym rodzajem gorących źródeł wulkanicznych są gejzery. Wyrzucają one w powietrze, w mniej lub więcej regularnych odstępach czasu, słupy gorącej wody i pary. Nazwa gejzerów jest pochodzenia islandzkiego (geysir), na tej bowiem wulkanicznej wyspie najwcześniej zaobserwowano to ciekawe zjawisko przyrody.

Gejzery islandzkie zajmują szeroką dolinę na północny zachód od wulkanu Hekla. Na niewielkim obszarze występuje ponad sto gorących źródeł różnej wielkości. Z daleka już widoczne są snujące się nad powierzchnią ziemi opary dymów, spośród których wytryskują mniejsze i większe strumienie gorącej wody i pary.

Najbardziej znany jest Wielki Gejzer, o którym wzmianki pochodzą jeszcze z XVII wieku. Wyrzuca on gorącą wodę i parę na wysokość do trzydziestu metrów. Obserwacje dokonywane w okresie blisko dwustu lat wykazały, że te gwałtowne wybuchy odbywają się w różnych, nieregularnych

odstępach czasu (1772 — co 218

Krzemionkowe osady gejzerytu tworzą często wokół gejzeru formy stożkowe pół godziny, 1805 — co 6 godzin, 1860 — co 4—5 dni, 1883 — co 20 dni, 1896 — wybuchy codzienne, 1905 — co 3—8 dni).

Inne, mniejsze gejzery islandzkie wyrzucają gorącą wodę i parę wodną na mniejsze wysokości. Wytryskująca woda zawiera znaczną ilość dwutlenku krzemu SiO₂, który osadza się w najbliższym otoczeniu gejzera.

Drugim obszarem obfitującym w gejzery jest Park Narodowy Yellowstone (Park „Żółtego Kamienia”), położony w Górach Skalistych nad rzeką Yellowstone, prawobrzeżnym dopływem Missouri. Aż do połowy XIX wieku był to obszar niemal nieznany, na który tylko czasem zapuszczali się pojedynczy traperzy i poszukiwacze złota. Wiadomości przynieszone przez nich o gorących

219

Olbrzymi gejzerytowy stożek nieczynnego gejzeru w Yellowstone źródłach i wybuchających gejzerach nie znajdowały wiary. Dopiero ekspedycja naukowa w roku 1870 stwierdziła obecność tych pięknych i potężnych zjawisk, świadczących o dawnej działalności wulkanicznej na tym obszarze.

Niedługo potem w całej prasie Stanów Zjednoczonych zaczęły ukazywać się entuzjastyczne artykuły na temat tego wspaniałego zakątka w Górach Skalistych. Pierwsza na świecie szlachetna idea utworzenia parku narodowego została szybko zrealizowana. W roku 1872 podpisana została przez Prezydenta Stanów Zjednoczonych ustawa wyłączająca od wszelkiego użytkowania olbrzymi obszar o powierzchni 8677 km².

220

Terasy osadów krzemionkowych na Nowej Zelandii

Wśród gejzerów Parku Yellowstone jedne wybuchają periodycznie, lecz gwałtownie, jak np. Old Faithful („Stary Sługa”), inne, jak Excelsior, są stale czynne. Z ponad stu gejzerów popularny jest gejzer Old Faithful, który nazwę swą zawdzięcza wyjątkowej regularności wybuchów. Co godzinę wyrzuca on słup wrzącej wody i pary na wysokość dochodzącą do 40 m. Za każdym wytryskiem wyrzuca olbrzymie ilości wody, obliczane na 6 milionów litrów, czyli około 150 milionów litrów dziennie. Jest to ilość wody wystarczająca do zaopatrzenia dużego miasta. Gejzer Giant („Olbrzym”) wyrzuca słup wody na wysokość ponad 70 m; zjawisko to trwa przeszło godzinę. Gejzer Union wybuchają równocześnie z trzech otworów. Różne gejzery wybuchają w rozmaitych odstępach czasu.

Życie gejzerów jest ograniczone, a jego długość bardzo różnaita. Nieraz niepozorne gorące źródło zmienia się niespodziewanie w potężny gejzer i na odwrót, aktywny gejzer nagle zamiera. Tak nagle ze zwyczajnego gorącego źródła powstał w roku 1881 wspaniały gejzer Excelsior.

Działalność tego gejzeru trwała aż do roku 1888, po czym znowu przeszedł w stadium spokojnego źródła gorącego.

Gejzery i ich wybuchy

Nazwa gejzeru	Wysokość wytrysku w metrach	Trwanie wytrysku	Przerwy
Beehive	61	6—8 min	nieregularne
Fountain	23	10 min	nieregularne
Giant	61—76	1 godz.	nieregularne
Giantess	46—61	12—36 godz.	10—20 dni
Grand	61	15—30	10—12 godz.
Great Fountain	23—46	45—60	8—12 godz.
Lioness	24—30	10	nieregularne
New Geyser	24—46	4—7 min	10—14 godz.
Old Faithful	36—52	4	60—80 min.
Riverside	24—30	15	6—7 godz.

Gejzerom towarzyszą liczne gorące źródła, tworząc nieraz duże dymiące pola. Liczba gejzerów w Parku Yellowstone przekracza sto, a ogólna liczba gorących źródeł na tym obszarze, różnej wielkości i o różnej temperaturze, wynosi około trzech tysięcy. Gorące wody zawierają znacznie większe ilości rozpuszczonych składników mineralnych niż wody o temperaturze zwyczajnej. Na powierzchni ziemi następuje często wytrącanie się osadów mineralnych, których charakter zależy od składu chemicznego wydobywających się z głębi wód.

Osady krzemionkowe wytrącają się często w najbliższym sąsiedztwie gejzerów, tworząc charakterystyczne obramowanie otworów wytryskowych. Ta opalowa krzemionka, zawierająca kilka do kilkunastu procent wody, nosi nazwę gejzerytu.

Niektóre gorące źródła Narodowego Parku Yellowstone, zawierające znaczne ilości rozpuszczonego węglanu wapnia, wydzielają obficie ten składnik mineralny. Powstają tą drogą malownicze terasy wapienne, mieniające się barwami tęczy.

Aby zrozumieć naturę tych zjawisk i odczuć w pełni ich osobliwy urok, trzeba zapuścić się w tereny gorących źródeł, idąc wąziutkimi ścieżkami, wyznaczonymi powbijanymi palikami.

„Z daleka białe lub szarawe tło okaże nam wtedy całą gamę jaskrawych barw, od śnieżnobiałej poczynając, przez żółtą i czerwoną, pomarańczową i zieloną aż do niebieskiej, sinej i czarnej jak węgiel. Ta wielobarwna mozaika obejmuje zarówno nacieki, jak i wodę, która w każdym źródle, na każdej terasie i w każdym niemal dołku posiada inną barwę. Przyczyną tej zachwycającej mozaiki kolorów są wodorosty, czyli glony (głównie sinice i okrzemki), przystosowane do życia w wodzie o różnej ciepłocie. One to, w braku konkurencji innych roślin, znajdują tutaj dogodne warunki do vegetacji przez cały rok i wnoszą ze sobą na martwe pola gejzerowe, zasnuwane parą wodną, pierwiastek życia nie tylko przez to, że różnokolorowo barwią martwicę, lecz również dlatego, że przyczyniają się swym gromadnym wzrostem do formowania się na ich ciałach osadów wodnych, przybierających fantastyczne kształty terasów, basenów, stopni, gąbek, warkoczy, słupów i stożków. Najpiękniejsze formy przybierają nacieki wód gorących, przy czynnym udziale wodorostów zwłaszcza wtedy,

gdy teren źródłiskowy leży na zboczu góry; wspaniałym przykładem są cudowne Terasy Kleopatry, położone w ośrodku źródeł gorących, zwanych Źródłami Mamutowymi" *.

Gejzery i liczne gorące źródła stanowią stale największą atrakcję dla wielkich rzesz turystów odwiedzających rokrocznie ten najpiękniejszy park narodowy Ameryki Północnej.

W Ameryce Północnej gejzery występują także we wschodniej części Kalifornii, na południe od San Francisco. Znajdujący się tu gejzer Steamboat wyrzuca wodę na wysokość 15—30 m.

Krajem gejzerów i gorących źródeł jest również Nowa Zelandia, gdzie występują one na Wyspie Północnej w prowincji Auckland. Nowozelandzkie gorące źródła rozciągają się pasem długości około 250 km i szerokości 30 km. Według legendy, przekazywanej z pokolenia na pokolenie przez dawnych mieszkańców tej wyspy, Maorysów, pas wód gorących i wrzących zawdzięcza powstanie swe bogowi wulkanów Ruaimoko.

W roku 1880 zamarła działalność gejzerów nowozelandzkich; trwało to do roku 1886, kiedy nastąpił wielki wybuch wulkanu Tarawera.

Największym gejzerem nowozelandzkim był odkryty w roku 1900 w odległości 5 km od jeziora Tarawera gejzer Waimangu, wyrzucający wodę czasem aż na wysokość 450 m. Działalność tego potężnego gejzeru, który powstał prawdopodobnie w roku 1884, zamarła już w roku 1904, kiedy w czasie wybuchu wulkanu Tarawera poziom jeziora podniósł się o kilka metrów, przerywając barierę utworzoną ze skał wulkanicznych.

Mineralne osady gejzerów i gorących źródeł Nowej Zelandii utworzyły wspaniałe terasy, mieniające się nieraz barwami tęczy. Jedno z tamtejszych wzgórz otrzymało nawet nazwę Góry Tęczowej (Rainbow Mountain). W czasie wielkiego wybuchu wulkanu Tarawera w roku 1886 w ciągu jednej nocy te wspaniałe, jedyne w świecie terasy uległy zupełnemu zniszczeniu. Na miejscu dawnego niewielkiego jeziora Rotomahana, na którego powierzchni znajdowało się kilka niewielkich

wysepek, powstało wielkie za-

* Władysław Szafer: „Yellowstone — kraj gorących źródeł i niedźwiedź”, Lwów—Warszawa 1928.
Wulkany i człowiek — 15

225

Gorące źródła w Larderello (Toskania), zawierające związki boru
głębinie, które wypełnione później wodą utworzyło jezioro długości 10 km. Z dna jeziora
wytryskuje wrząca woda, podobnie ze stoków skał je otaczających spływają kaskady wód
gorących.

Na wysokość 150 m wyrzuca zmętniałą wodę gejzer Pohutu, wytryskujący z wnętrza jednego
krateru wulkanicznego powstałego podczas wielkiego wybuchu w roku 1886. Inne, mniejsze
gejzery wyrzucają wodę i parę wodną na mniejsze wysokości, często bardzo regularnie, w
odstępach kilkuminutowych.

Od wielu lat gorące źródła Nowej Zelandii znajdują zastosowanie w lecznictwie. Wspomina o tym
m. in. w swych pamiętnikach sławny polski pianista Ignacy Paderewski, podając, że baseny
lecnicze znajdują się w Rotorua, niedaleko miasta Auckland. Zdaniem jego temperatura wody,
pochodzącej z naturalnego źródła, w której brał kąpiele, wynosiła trzydzieści kilka stopni. W
ostatnich dziesiątkach lat podjęto również na Nowej Zelandii próby wykorzystania gorących wód
jako źródła energii cieplnej.

226

głębinie, które wypełnione później wodą utworzyło jezioro długości 10 km. Z dna jeziora
wytryskuje wrząca woda, podobnie ze stoków skał je otaczających spływają kaskady wód gorących.
Na wysokość 150 m wyrzuca zmętniałą wodę gejzer Pohutu, wytryskujący z wnętrza jednego
krateru wulkanicznego powstałego podczas wielkiego wybuchu w roku 1886. Inne, mniejsze
gejzery wyrzucają wodę i parę wodną na mniejsze wysokości, często bardzo regularnie, w
odstępach kilkuminutowych.

Od wielu lat gorące źródła Nowej Zelandii znajdują zastosowanie w lecznictwie. Wspomina o tym
m. in. w swych pamiętnikach sławny polski pianista Ignacy Paderewski, podając, że baseny
lecnicze znajdują się w Rotorua, niedaleko miasta Auckland. Zdaniem jego temperatura wody,
pochodzącej z naturalnego źródła, w której brał kąpiele, wynosiła trzydzieści kilka stopni. W
ostatnich dziesiątkach lat podjęto również na Nowej Zelandii próby wykorzystania gorących wód
jako źródła energii cieplnej.

Gorące źródła w Larderello (Toskania), zawierające związki boru

Obszarem gorących źródeł i gejzerów jest również Kamczatka. Są one przedmiotem badań
geologów radzieckich, którzy tym wulkanicznym terenem zajmują się intensywnie, szczególnie w
ostatnich latach.

Największe zgrupowanie kamiczackich gejzerów występuje we wschodniej części półwyspu na
południe od Jeziora Kronockiego, w dolinie rzeki Gej zerowej (Giejziernaja). Niewielkie czynne
gejzery znajdują się również w obszarze źródeł paużetskich.

Dolina rzeki Giejziernaja, jak i źródła w dolinie rzeki Paużetki leżą w aktywnych wulkanicznych
obszarach. Inne źródła leżą już poza obrębem czynnego wulkanizmu Kamczatki.

Gejzerowy obszar doliny Giejziernaja, znany już bardzo dawno myśliwym i wspominany przez
niektórych dawniejszych badaczy Kamczatki, był przedmiotem szczegółowych badań geologów
radzieckich w latach 1945 i 1951. Z dwudziestu kilku gejzerów występujących na tym obszarze
cztery wytryskują na wysokość około 20 m. Są to gejzery Wielikan (Olbrzym), Fontan (Fontanna),
Pierwieniec (Pierworodny) i Trojnoj (Potrójny). Wybuchy tych gejzerów następują w różnych
odstępach czasu; pierwszy wybucha co dwie do trzech godzin, następne — w okresach od 15 minut
do 2,5 godziny; okres trwania wybuchów wynosi: dwie minuty (Wielikan i Pierwieniec), trzy
minuty (Fontan) i osiem minut (Trojnoj). Podobne okresy przerwy wykazują mniejsze gejzery, z
których część wytryska na wysokość około dziesięciu metrów, część tylko na parę metrów. Czas
trwania wybuchów tych mniejszych gejzerów wynosi od 1 do 6 minut, są jednak i takie, których
czas wybuchów jest mniejszy od jednej minuty.

Źródła paużetkie występują w południowej części półwyspu w dolinie rzeki Paużetki, lewego dopływu rzeki Ozierny. Po raz pierwszy zostały one opisane przed dwustu laty przez S. P. Kra-szeninnikowa, który pisał, że „źródła te wytryskują w licznych miejscach jak fontanny, przeważnie z wielkim szumem, na wysokość 1 do 1,5 stopy”.

Paużetkie źródła gorące, występujące w utworach wieku plio-ceńskiego, wypływają z andezytowych, rzadziej dacytowych lub bazaltowych tufów i brekcji tufowych, których miąższość wynosi około 500 m. Na obszarze 0,5 X 0,5 km występuje 15 dużych gorących źródeł i wiele mniejszych.

227

W południowej części półwyspu kamczackiego, na zachód od Pietropawłowska, gorące źródła występują w niewielkiej dolinie rzeki Bannoj, w basenie rzeki Bystrej, w obrębie zmetamorfizowanych łupków, a także porfirytów i ich tufów. Wysokość wytrysków niektórych źródeł dochodzi do jednego metra. Temperatura ich wynosi 99°C. Źródła te widział i opisał w roku 1881 Benedykt Dybowski.

Szereg nieznanych poprzednio gorących źródeł odkrył Karol Bohdanowicz w czasie swych badań geologicznych na Kamczatce.

Czwarty obszar występowania gorących źródeł znajduje się na północy w małej dolinie jednego z dopływów rzeki Tigil, na przestrzeni 1000 m. Źródła o temperaturze ponad 98°C wypływają ze skał porfirowych i andezytowych. Skład chemiczny tych źródeł, charakteryzujący się obecnością znacznej ilości krzemionki i chlorku sodowego, zbliżony jest do źródeł doliny geizerowej i do wód paużetkich.

Gorące źródła Kamczatki związane są ściśle z wulkanizmem tego kraju, zarówno z wulkanizmem najmłodszym, ujawniającym się wybuchami wulkanów, jak i z okresami dawniejszymi, kiedy wygasłe dzisiaj wulkany wykazywały dużą aktywność.

W Japonii gejzery występują na trzech obszarach. Najbardziej są znane gejzery Atami na wybrzeżu Izu. Duża zawartość chlorku sodowego, dochodząca do 5 g na 1 litr, spowodowana jest tym, że wodą podziemną jest częściowo woda morska. Prócz Atami gejzery występują w Onikoba i Hokkaido. Z Noboribetsu na Hok-kaido, zwanej Doliną Piekła, gorącą wodę sprowadza się rurami do sąsiednich miejscowości dla ogrzewania mieszkań i do łaźni.

Erupcje większości japońskich geizerów następują bardzo regularnie, zwykle 5 razy na dobę. Niekiedy tylko regularność ta zostaje zaburzona przez wielkie wybuchy wody i pary wodnej, trwające przez całe 12 godzin. Zjawisko to zdarza się dwa do trzech razy rocznie; dawniej występowało częściej.

W gorące źródła obfitują wulkaniczne obszary Archipelagu Sundajskiego.

Ponadto znane są gejzery na wyspach Nowa Brytania koło Nowej Gwinei, na wyspie San Miguel w grupie Azorów, w Chile, Gwatemali, Kostaryce i Tybecie. Najwyżej położonym geizerem jest geizer znajdujący się w kraterze wulkanu Socompa (Puna

228

" * ;Bl mr

de Atacama), wys. 6080 m; najbliższe sąsiedztwo tego szczytu jest stale pokryte lodami.

Od dawna próbowano wyjaśnić mechanizm wybuchu geizerów. G. Mackenzie, na podstawie obserwacji geizerów islandzkich w latach 1810—1811, przypuszczał istnienie komory podziemnej, łączącej się z wąską gardzielą geizeru. Zgromadzona w niej przegrzana para wodna wyrzuca periodycznie słup wody z kanału.

Według K. Niddy (1837) pod geizerem znajduje się rozgałęziony system kanałów, wypełniony wodą do pewnej wysokości. W odnogach kanałów, nie dochodzących do powierzchni, gromadzi się para wodna, która wyrzuca gwałtownie wodę na zewnątrz, gdy ciśnienie jej przekroczy ciśnienie wody w głównym kanale.

Teoria R. Bunsena i A. Descloiseaux (1847) oparła się na znanym fakcie, że temperatura wrzenia wody zależy od ciśnienia. Jak wiadomo, na poziomie morza, pod ciśnieniem jednej atmosfery, punkt wrzenia wody wynosi 100°C, przy słupie wody 10 metrów, tj. przy ciśnieniu dwóch atmosfer, woda wrze w temperaturze 120°C, przy 90 metrach słupa wody, co odpowiada ciśnieniu 10

atmosfer, punkt wrzenia wody podwyższa się do 180°C. Woda w kanale gęjzeru ogrzewa się stopniowo. W głębszych częściach kanału, mimo osiągnięcia temperatury 100°C, nie wrze ona z powodu ciśnienia tam panującego, które podwyższa punkt wrzenia. Gdy w danym ciśnieniu, którego wielkość zależna jest od nadległego słupa wody, woda osiągnie wreszcie temperaturę wrzenia, tworzą się bańki pary, która podnosi słup wody i wyrzuca go częściowo na zewnątrz. Wskutek tego ciśnienie ulega zmniejszeniu, co powoduje gwałtowne przejście wody w parę i gwałtowny wybuch. Po wybuchu temperatura wody ulega obniżeniu i dopiero po pewnym czasie może osiągnąć temperaturę wrzenia w danym ciśnieniu.

Nowsze badania jednak wykazały, że temperatura wrzenia w głębi nie odpowiada ciśnieniu słupa wody, jak przypuszczano przez dziesiątki lat, oraz nie wzrasta w okresie spokoju.

Według Th. Thorkelssona (1940) woda gejzerów zawiera azot i metan. Unoszą się one ku górze i w strefie odpowiednio niskiego ciśnienia tworzą liczne bańki, podobne do baniek gazowych w odkorkowanej butelce z wodą sodową. W tych bańkach gazowych gromadzi się również para wodna, dzięki czemu silnie zwiększają

229

one swą objętość. Przy niedużym słupie wody następuje jej zagotowanie i wybuch gejzeru. Doprowadzenie tą drogą wody do stanu wrzenia następuje szybciej niż dopływ z głębi, co powoduje przerwę w wybuchu.

Okres wybuchu gejzerów jest zwykle znacznie krótszy niż okres spokoju. Są jednak gejzery, w których okres wybuchu trwa do pół godziny, a przerwa tylko parę minut.

Nie dla wszystkich gejzerów da się zastosować teorię Th. Thorkelssona, ponieważ w wielu nie stwierdzono obecności większej ilości gazów.

Przyspieszenie wybuchu można wywołać przez wrzucanie kamieni czy innych przedmiotów w głąb kanału; stwierdzono również, że wrzucanie ciał rozpuszczalnych w wodzie, np. mydła, przyspiesza wybuch.

Na Nowej Zelandii Maorysi od dawien dawna wykorzystują ciepło gorących źródeł do gotowania pokarmów. Pokarm umieszczają w koszykach, umiejętnie zawieszanych w „gorących dziurach”, a po pewnym czasie wyjmują w stanie ugotowanym.

W ten sam sposób wykorzystuje się ciepło gorących źródeł na Islandii. Za przykładem pewnego Rosjanina, który osiedlił się w ubiegłym stuleciu na Islandii i przeprowadził wodę gorących źródeł do rur ogrzewających inspekty, założono rozgałęziony system takich rur z wodą gorącą, która doprowadzona została do stolicy wyspy, Reykjavíku. Na obszarze źródeł gorących, np. w Japonii i w USA, założono uzdrowiska, w których wykorzystuje się wodę gorącą do celów leczniczych.

WULKANICZNE ZŁOŻA MINERALNE

Wydzielająca się na powierzchnię ziemi lub zastygająca blisko jej powierzchni lava rzadko tylko zawiera takie wzbogacenie w pierwiastki i ich związki, żeby mogły one utworzyć złoża surowców kopalnych. Wskutek małego ciśnienia reszta łatwych składników zawartych w magmie na ogół uchodzi w powietrze — w przeciwieństwie do magmy zastygającej w głębszych strefach skorupy ziemskiej. Tylko pewne składniki lotne mogły utrzymać się w skałach wulkanicznych, w większych koncentracjach niektórych pierwiastków, i dać początek złożom eks-halacyjnym.

W czasie wypływów lawy z czynnych wulkanów zawarte w niej resztki lotnych składników uchodzą szybko, nieraz nawet eksplozyjnie. Te wyziewy wulkaniczne trwają nieraz długo po ustaniu żywszej działalności wulkanu. Stanowią je gazy lub pary, wydzielające się na powierzchnię ziemi lub nasycające wody powierzchniowe, czy otaczające skały najwyższych stref litosfery.

Występują one w obrębie czynnego, drzemiącego czy wygasłego wulkanu i pozostają w ścisłym związku przyczynowym z wulkanizmem. Wydzielane składniki lotne, pochłaniane przez wody czy skały otaczające, pozostają w postaci pierwotnej lub też z biegiem czasu uchodzą z nich, mogą wreszcie wchodzić w różne reakcje chemiczne. Lotne składniki wulkaniczne mogą reagować ze sobą, ze składnikami atmosfery oraz z niektórymi składnikami wód i skał, w których się znalazły. Prowadzić to może do wytrącenia się nierozpuszczalnych związków mineralnych.

Tą drogą powstały minerały ekshalacyjne, które są na ogół minerałami rzadkimi, nieraz ulegającymi szybko przeobrażeniom, przeważnie też bez znaczenia praktycznego. Tylko niektóre

mine-

231

rały tego typu mogą występować w większych ilościach i mieć znaczenie praktyczne, dając początek złożom kopalin użytecznych.

Wśród złóż typu ekshalacyjnego na pierwsze miejsce wysuwają się wulkaniczne złoża siarki. Siarka wulkaniczna była bardzo dawno znana i eksploatowana dla celów praktycznych.

Siarka typu wulkanicznego występuje we wnętrzu krateru wulkanicznego lub na jego ścianach, zawsze w bliskim sąsiedztwie otworu wulkanu. Zwykle są to ilości niewielkie, nieraz tylko powierzchniowe naloty, interesujące wyłącznie pod względem mineralogicznym. W czynnych wulkanach mogą stanowić utwór przemijający, zanikający wskutek stopienia lub spalenia w okresach wzmożonej działalności wulkanicznej, związanej z podwyższeniem temperatury. Tylko w niektórych miejscach, a szczególnie w fazie solfatarowej, nagromadzenie siarki wulkanicznej może mieć znaczenie gospodarcze.

Na obszarze Morza Śródziemnego siarka tego typu występuje w nieznacznych ilościach w obrębie Wezuwiusza, Etny i na Wyspach Liparyjskich. Większe złożo, będące przedmiotem eksploatacji, występuje w kraterowej dolinie Monte Solforoso pod So-rofana, w niedalekiej odległości od Rzymu.

Poważne złoża siarki wulkanicznej są w Chile i w Japonii. Znane są one z kraterów wulkanów Kordylierów: Tacora, Chupi-quina, Pancarany, Ancanquilcha, Tinguivivaca i Copiapo. Zasoby siarki tylko w obrębie jednego wulkanu Copiapo oblicza się na 10 milionów ton. Wzrastająca stale eksploatacja chilijskiej siarki wulkanicznej nie tylko pokrywa zapotrzebowanie wewnętrzne, lecz stanowi również przedmiot eksportu.

Największe złoża japońskiej siarki wulkanicznej występują w Horobets na wyspie Hokkaido i w Matsuro na głównej wyspie północno-wschodniej. Złożo w Horobets, powstałe jako osad gorącego źródła kraterowego, spoczywa na skałach andezytowych. Osady te są wyraźnie warstwowane; na osadach bogatych w siarkę występują warstwy bogate w siarczek żelaza. Złożo to, rozciągające się na przestrzeni o średnicy kilkuset metrów, ma miąższość (grubość) do 25 metrów.

Złożo siarki Matsuro ma średnicę dochodzącą do 700 metrów przy podobnej grubości.

Przedmiotem eksploatacji są tylko te części złoża, które wykazują ponad 35% siarki.

232

Bardzo interesujące zjawisko zaobserwowano w roku 1936 na obszarze Wysp Kurylskich. Z krateru wulkanu Sirekoto-Jozan wypłynął ciekły potok stopionej siarki, zmieszanej z parą wodną. Zasoby tego złoża, zawierającego ponad 99% czystej siarki, oblicza się na 200 000 ton. Eksploatacja jest kontynuowana obecnie przez Związek Radziecki.

W okresie bezpośrednio przed drugą wojną światową Japonia znalazła się dzięki złożom siarki wulkanicznej na trzecim miejscu w eksploatacji siarki, po Stanach Zjednoczonych i Włoszech, gdzie podstawą eksploatacji jest siarka osadowa; obecnie miejsce to zajęło Chile.

Do ekshalacyjnych złóż należą również złoża boru. Bor, który wchodzi w skład niektórych pneumatolitycznych minerałów krzemianowych, jak np. turmalinu, występuje nierzadko w większych koncentracjach w fazie wulkaniczno-ekshalacyjnej; kwas borowy H_3BO_3 jest bardzo lotny. Ekshalacje tego związku oraz gorące źródła, zawierające go w rozmaitych ilościach, znane są z Włoch, Stanów Zjednoczonych (Kalifornia, Nevada), Tybetu, Kaukazu i Chile. Tzw. „soffioni” występujące w Toskanii na obszarze około 150 km² dookoła miejscowości Larderello, są szczelinami, którymi wydobywa się z głębi para wodna, zawierająca obok innych składników gazowych kwas borowy.

Ze skałami wulkanicznymi związane są również niektóre złoża złota, noszące nieraz nazwę „młodych” żył złota. Złoto rodzime lub w postaci tellurków złota występuje w obrębie skał andezytowych, dacytowych, trachitowych lub riolitowych wieku trzeciorzędowego lub w utworach tufowych tych skał. Przeważnie uległy one bardzo silnemu chemicznemu procesowi, tzw. procesowi pro-pilityzacji, w czasie którego główne składniki mineralne tych skał zostały przeobrażone w kaolin, chloryt i inne minerały wtórne, przy równoczesnym utworzeniu się siarczków metalicznych, powstałych pod wpływem siarkowodoru.

Złoża tego rodzaju znane są z wulkanicznych obszarów rozmieszczonych w wewnętrznych częściach łuku karpackiego (w Słowacji, na Rusi Zakarpackiej i w Siedmiogrodzie), z Wysp Sundajskich (Sumatra, Jawa, Celebes), Japonii, Korei, Filipin i Ameryki Północnej (słynne złoża Comstock-Lode w stanie Nevada).

SKAŁY WULKANICZNE NA ZIEMIACH POLSKICH

Na ziemiach polskich skały wulkaniczne występują najliczniej na Dolnym Śląsku. Odnosi się to w szczególności do skał bazaltowych, których liczne odsłonięcia zgrupowane są zwłaszcza na obszarach położonych na zachód od Wrocławia. Na granicy NRD występują one w okolicy Żytawy i Zgorzelca, ku wschodowi ciągną się szerokim pasem w okolicach Lwówka, Jeleniej Góry, Wlenia, Świerzawy, Złotoryi, Jawora, Strzegomia, Niemczy, Ziębic, Łądka, a następnie już na obszarze Górnego Śląska w okolicy Niemodlina, Tułowic, Dąbrowy, Pruszkowa, aż po rejon Leśnicy, na południowy wschód od Opola. Skały te, wieku trzeciorzędowego, przebijają starsze formacje skalne, ukazując się na powierzchni w postaci kilkunastometrowych do półkilo-metrowych odsłonieć. Niekiedy zachowane są fragmenty potoków czy pokryw lawowych.

Bazalty dolnośląskie są zbitymi, drobnokrystalicznymi skałami barwy czarnej lub ciemnoszarej, niekiedy o budowie porfirowej. W skład ich wchodzi zasadowe plagioklasy i pirokseny, często także oliwin i nefelin. Obok normalnego typu bazaltów (bazalty plagioklazowe) częściej występują uboższe w krzemionkę i bogate w sól bazanity (bazalty plagioklazowo-nefelinowe) i nefelinity (bazalty nefelinowe). Wyjątkowo tylko występują skały limburgitowe (bazalty piroksenowe). Te rodzaje skał bazaltowych występujących na Dolnym Śląsku nie zawsze dadzą się od siebie ściśle oddzielić i często bazalty plagioklazowe przechodzą stopniowo w bazalty plagioklazowo-nefelinowe; w miarę zanikania plagioklazu przechodzą one w bazalty nefelinowe. Przejścia takie można obserwować nieraz w obrębie jednego kamieniołomu, a nawet mniejszej odkrywki.

234

Słupowe wykształcenia bazaltu w kamieniołomie w Leśnej koło Lubania (fot. Z. Śliwa)

Na obszarze Dolnego Śląska występują i inne odmiany skał bazaltowych. W zachodniej części w rejonie zgorzeleckim obecne są skały związane z bazaltami, lecz o zwiększonej zawartości krzemionki i znacznie jaśniejsze. Należą tu: tefryt hornblendowy, występujący między Białogórzem i Opolnem Zdrojem, trachyfonolit z Opolna Zdroju (na południowy zachód od Bogatyni) i trachyandezyt, odsłaniający się na wschód od Bogatyni. Skały te występują powszechnie na obszarach zachodnich (na zachód od Żytawy), już poza granicami naszego kraju. Prawdziwe fono-lity rozwinięte są dopiero na znacznych obszarach nad Łabą.

W okolicach Jawora (na zachód od Wrocławia i na południe od Legnicy) stwierdzono występowanie trachybazanitów i trachyandezytów.

Na niektórych bazaltowych skałach Dolnego Śląska występuje powierzchniowe zjawisko tzw. „zgorzeli” (słonecznej), charakteryzujące się licznymi szarymi plamkami i łatwością kruszenia się skały, co ujemnie wpływa na zastosowanie praktyczne takich odmian. Na ogół jednak bazalty dolnośląskie są zwięzłymi skałami o doskonałych własnościach technicznych, wykazują zwłaszcza wyjątkową wytrzymałość na ściskanie, dochodzące do 5000 kG/cm² (większość bazaltów wykazuje wytrzymałość na ściskanie 3000—4600 kg/cm²). Wielka zwięzłość, odporność na wietrzenie oraz mała ścieralność czynią z tych skał doskonały materiał drogowy i brukowy. Są one bardzo intensywnie eksploatowane i większość bazaltowych pagórków odsłonięta jest przez kamieniołomy.

Bazalty dolnośląskie tworzą najczęściej pionowe kominy wulkaniczne z rozszerzonymi lejowato wylotami, a także malownicze odosobnione pagórki, wyraźnie zaznaczające się w krajobrazie. Takimi górami bazaltowymi są: Ostrzyca koło Proboszczowa i Wilcza Góra, położona na południe od Złotoryi. Zbudowana z bazaltu Ostrzyca, na której dzięki procesom erozyjnym odsłonięte zostały nie tylko zastygłe lawy bazaltowe, lecz i przebite lawą piaskowce wieku miocenkiego, otoczona została opieką jako rezerwat przyrody. Także Wilcza Góra, pięknie odsłaniająca bazalty typu bazanitowego, ze względu na prowadzoną tu eksploatację, ma podlegać częściowo ochronie przyrody. Góra Zamkowa w Grodźcu, zbudowana z bazaltu nefelinowego (nefelinitu), zaznacza się

wyraźnie w krajobrazie.

Te kopulaste góry bazaltowe, sięgające do 400 m nad poziom morza, a wznoszące się o sto metrów ponad poziom okolicy Złotorzy, nadają jej piękny i malowniczy charakter.

Nie tak jednak wyglądały sylwetki wulkanów w czasie ich aktywności. Stożki wulkanów, których pozostałościami są zachowane do dnia dzisiejszego kopulaste wzniesienia, były znacznie wyższe, a ich średnice wielokrotnie przewyższały przekroje zachowanych wzniesień. Miliony lat trwająca działalność wietrzenia powodowała rozpadanie się materiałów wulkanicznych w gruz, roznoszony przez płynące wody.

Dawnym wylewom lawy towarzyszyły erupcje eksplozywne, jak świadczą o tym obecne w kominach materiały piroklastyczne (bomby wulkaniczne, piaski i popioły) oraz porwane w czasie eksplozji i wyniesione z głębi na powierzchnię bloki i okruchy różnych skał starszych. Występująca oddzielność słupowa jest często znacznie odchylna od położenia pionowego i przyjmuje nieraz

236
charakter promienisto wachlarzowaty. Takie ułożenie wykazują m. in. bazalty w Pielgrzymce na zachód od Złotorzy.

Na obszarze Dolnego Śląska występują również bazaltowe pokrywy lawowe. Rzadko zajmują one wielkie obszary, wskutek bowiem denudacji, zachowały się przeważnie tylko w porozrywanych płatach. Miąższość ich jest rozmaita, niekiedy dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Słupy bazaltowe, ułożone na ogół pionowo, osiągają znaczne rozmiary.

Największe takie pokrywy bazaltowe występują na obszarze Lubania. Miąższość pokrywy bazaltowej typu nefelinitowego w olbrzymim kamieniołomie w Księginkach przekracza 50 m. Na Bukowcu lawy bazaltowe zalegają przestrzeń kilku kilometrów. Również bazalt nefelinowy w Rębiszowie można uważać za fragment większej pokrywy lawowej.

Pokrywy bazaltowe zalegające płasko nie tworzą w morfologii terenu wyraźniejszych wzniesień. W okolicy Jawora pokrywa lawowa występuje na znacznej przestrzeni pomiędzy Chróślicami, Słupem, Starym Jaworem a Męcinką, gdzie miąższość jej przekracza w niektórych miejscach 80 m; niekiedy obok płasko przebiegającego ciosu płytowego występuje cios skorupowy lub nieregularny. Płytowo wykształcone są również bazalty okolic Dzierżoniowa, na północny zachód od Niemczy. Częste, zarówno w wystąpieniach kominowych, jak i pokrywowych, wykształcenie słupowe ułatwia w dużej mierze eksploatację i transport. Zapotrzebowanie na bazalt jako materiał drogowy, zwłaszcza w postaci tłuczni i grysów, stale wzrasta; świadczy o tym zwiększająca się z każdym rokiem liczba czynnych kamieniołomów. Ostatnio podjęto próby przetapiania bazaltów i stosowania ich w postaci leizny, zastępującej odlewy żelazne; dobrze nadają się do tego niektóre odmiany dolnośląskich bazaltów.

Na całym obszarze Sudetów obficie występują bazalty w postaci drobnych żył. W dużej mierze są to skały bazaltowe typu limburgitowego i ankaratrytowego.

Wiek bazaltowych skał Dolnego Śląska przyjmuje się powszechnie za trzeciorzędowy, najbardziej związany z mioceniem. W niektórych kamieniołomach stwierdzono kontakty bazaltu z utworami miocenijskimi, które uległy termicznemu oddziaływa-

238

niu wypływającej lawy, co wskazywałoby na wiek młodszy od tych utworów. W innych miejscach znowu utwory miocenijskie zostały osadzone na lawach bazaltowych. Nie brak nawet przypuszczeń, że aktywność wulkaniczna na Dolnym Śląsku mogła, gdzieś, przetrwać nawet do plejstocenu.

Już na terenie Górnego Śląska, na południe od Opola, znajduje się Góra Sw. Anny (410 m), dominująca nad otoczeniem i z daleka widoczna. Lawa bazaltowa przebiła tu wapień wieku triasowego.

Prócz trzeciorzędowych skał bazaltowych na obszarze Dolnego Śląska występują również starsze skały wulkaniczne wieku paleo-zoicznego. Zbliżone składem chemicznym i mineralnym do bazaltów diabazy znane są z okolic Wałbrzycha, Jawora, Złotorzy i Bolesławca. Są to ciemnozielone skały, przeważnie silnie zwiertzałe i wskutek tego o małej wartości technicznej. Znajdują nieraz zastosowanie w budownictwie drogowym, głównie jako tłuczeń drogowy i

kolejowy.

Zbliżone do nich melafiry mają lepsze własności techniczne i eksploatowane są na większą skalę. Duże kamieniołomy w tych skałach zostały założone w Świerkach i w Głuszycy. Porfiry dolnośląskie, częściowo porfiry kwarcowe, występują na Dolnym Śląsku w dwóch obszarach, a mianowicie w północnej części niecki wewnętrznosudeckiej (w okolicy Kłodzka, Wałbrzycha i Kamiennej Góry) oraz południowej i wschodniej części niecki pół-nocnosudeckiej (okolice Jawora, Lwówka i Złotoryi). Są to skały barwy szaro-czerwonawej lub fioletowawej o strukturze porfirowej lub o budowie zbitej; w stanie zwietrzałym wyraźnie jaśnieją.

Pod względem technicznym porfiry dolnośląskie stanowią dobry materiał budowlany, który znajduje zastosowanie w budownictwie drogowym i kolejowym oraz do kruszyw betonowych. Na obszarze Pienin zaznaczyła się działalność wulkaniczna również wieku trzeciorzędowego, w postaci skał andezytowych. Występują one w północnym obrzeżeniu malowniczego pasa skałek wapiennych okolic Czorsztyna, Krościenka i Szczawnicy. Andezyty ciągną się pasem długości około 20 km od góry Wżar (na północ od Czorsztyna) aż po Jarmutę na południowy wschód od Szczawnicy.

Licznie występujące na tym obszarze żyły andezytowe (w jed-
239

nym miejscu bazalt) mają rozmaity charakter. Częściowo są to zgodne żyły pokładowe (sytle), niezgodne dajki oraz wystąpienia andezytu, wykorzystujące linie tektonicznych nasunięć. Nie brak i pogładów, że niektóre andezyty mają bochenkowa ty kształt la-kolitów, wciśniętych w skały osadowe, oraz żył rozgałęzionych lub całkiem nieregularnych.

Żyły andezytowe zapadają ku południowi i południowemu wschodowi, zgodnie z nasunięciami tektonicznymi, i tam powinno znajdować się batolitowe ognisko magmowe.

Andezyty intrudowały w skały różnego wieku: jurajskiego, kredowego i trzeciorzędowego. Przy intruzjach w skały jurajskie i kredowe, odbywających się głębiej i bliżej ogniska magmowego, oziębianie i zastyganie odbywało się wolniej, co odbiło się na charakterze wykształcenia andezytu. Budowa (struktura) takiego andezytu jest ziarnista, zbliżona do głębinowego diorytu. Taką strukturę wykazuje np. andezyt z Jarmuty. Gdy natomiast osty-ganie intruzji odbywało się szybciej — co zachodzi w przypadku zastygania intruzji w obrębie skał dolnotrzeciorzędowych — andezyt wykazuje budowę porfirową. Tak wykształcone są andezyty góry Wżar i w okolicach Krościenka. Wśród andezytów pienińskich występują zasadniczo dwie grupy: andezyty amfibolowe i andezyty amfibolowo-piroksenowe (amfibolowo-augitowe) z różnymi wydzielonymi odmianami. Andezyty amfibolowe znane są z odsłoneń na Bryj arce pod Szczawnicą oraz w potokach: Krupiance i Pałkowskim (pod Jarmutą). Odmiana druga występuje w górze Wżar i na Jarmucie. W zależności od procentowego udziału ciemnych składników i ich wykształcenia barwa andezytów pienińskich waha się od jasnoszarych z odcieniem niebieskawym do ciemnoszarych, prawie czarnych.

Andezyty pienińskie intrudowały prawdopodobnie w trzech etapach: w najwcześniejszym — andezyty amfibolowe, w dwóch późniejszych — andezyty amfibolowo-augitowe.

Pod działaniem gorących gazów i roztworów hydrotermalnych mogło nastąpić przeobrażenie andezytów, stwarzając w przypadku zastygania intruzji na większej głębokości, warunki utworzenia się złoża kruszcowego (proces propilityzacji). Takie niewielkie złoża siarczków ołowiu, miedzi, cynku i żelaza ze śladami srebra

240

i złota powstało na Jarmucie, gdzie zachowana sztolnia świadczy
0 próbach jego eksploatacji w przeszłości.

Pozostałością po dawniejszej działalności wulkanicznej jest wydzielający się z głębi dwutlenek węgla, który nasyca wody gruntowe i resztki zachowanych w skałach piaszczystołupekowych wód słonych dawnego basenu morskiego. W ten sposób powstały szczawnickie wody mineralne, będące szczawami alkalicznymi.

W zetknięciu ze skałami osadowymi andezyt przeobrażał je; ulegały one przekrystalizowaniu lub skrzemionkowaniu, również

1 barwa skały osadowej w miejscach zetknięcia się z andezytem wykazuje nieraz widoczną

zmianę. W jednej z andezytowych żył Jarmuty, gdzie strefa zmian kontaktowych wynosi kilkanaście metrów, stwierdzono na kontakcie obecność różnych nowych minerałów.

Wśród andezytów pienińskich występują odmiany o wysokich własnościach technicznych. Duży czynny kamieniołom znajduje się na górze Wżar. Wydobywany kamień obrabia się na słupy graniczne (południowa granica Polski), na krawężniki, pomniki i kostkę. Andezytu pienińskiego używa się również jako tłucznia dla celów drogowych. Ostatnio ze stopionego andezytu wyrabia się kwasoodporne naczynia, zastępujące naczynia kamionkowe.

Starsze skały wulkaniczne, okresu paleozoicznego, występują na zachód od Krakowa (na południe od Krzeszowic). Są to porfiry, diabazy i melafiry, zbliżone do skał dolnośląskich tego typu.

Porfiry występują w okolicach Krzeszowic, a mianowicie w Miękini, gdzie znajduje się duży kamieniołom, w okolicy Du-bia, oraz na południe od Krzeszowic między Zalasem, Frywałdem, Baczynem i Sanką.

Szczegółowym badaniom zostały poddane porfiry z Miękini i Zalasu. Skała występująca w Miękini, barwy ciemnofioletowej, posiada strukturę porfirową. W zbitym cieście skalnym występują widoczne gołym okiem prakryształy skaleni (plagioklaz i ortoklaz), biotyty i kwarcu). W skład porfiru z Miękini wchodzi również amfibol, który uległ jednak całkowicie procesowi wietrzenia. W dużym kamieniołomie w Miękini eksploatowany jest porfir od ponad stu lat (od roku 1852) i jako kamień drogowy jest używany powszechnie w miastach i na szosach Małopolski. W Zala-sie obok porfiru czerwonego występuje również odmiana zie-

Wulkany i człowiek — 16

241

lonawoszara. Porfiry okolic Krzeszowic używane są również jako tłuczeń i grysy.

Działalność wulkaniczna zaznaczyła się również na obszarze Gór Świętokrzyskich, gdzie skały wulkaniczne stwierdzono w postaci nieznacznych powierzchniowych odsłonień lub w wierceniach.

Z obszarów wulkanicznych, położonych po południowej stronie Karpat, unoszone w powietrzu delikatne pyły wulkaniczne w czasie wybuchów wulkanów w trzeciorzędzie osadzały się na obszarze dzisiejszych Karpat, a nawet niekiedy i dalej na północ. Zarówno wśród odsłoniętych na powierzchni skał, jak i w głębszych wierceniach poszukiwawczych ropy naftowej nierzadko stwierdza się obecność tufów wulkanicznych, które przed milionami lat przynosiły wiatry spoza Karpat. W zlepieńcach fliszu karpackiego wśród otoczków skał krystalicznych, z których zbudowane było starsze podłoże Karpat, zdarzają się i skały wulkaniczne, których obecność świadczy o tym, że w dawniejszych okresach geologicznych i na obszarze dzisiejszych Karpat przejawiała się działalność wulkaniczna.

W osadach karbońskich Górnego Śląska stwierdzono obecność bentonitów, będących produktem chemicznego rozkładu tufów wulkanicznych. Wśród niektórych pokładów węgla kamiennego znaleziono otoczaki starych skał wulkanicznych.

Starszych skał wulkanicznych (paleozoicznych) od trzeciorzędowych bazaltów, a zwłaszcza diabazów, nie brak na Dolnym Śląsku.

W czasie prowadzenia geologicznych wierceń poszukiwawczych na północno-wschodnim obszarze Polski (okolice Olsztyna, pogranicze polsko-litewskie) niejednokrotnie natrafiono w różnych głębokościach na staropaleozoiczne skały wylewne, m. in. tufy i tufity, świadczące o działalności wulkanicznej na tych obszarach.

Chociaż dzisiaj nie ma czynnych wulkanów na ziemiach Polski, nie brakowało ich w różnych dawnych okresach geologicznych.

Tabela stratygraficzna (wiek Ziemi)

	Czas	Wiek bezwzględny	
Era	Okres trwania (w latach)		początku ery lub okresu (w latach)
	Czwartorzęd	1 000 000	1 000 000
Kenozoiczna	Trzeciorzęd młodszy	34 000 000	35 000 000
	Trzeciorzęd starszy	35 000 000	70 000 000
	Kreda	65 000 000	135 000 000
Mezozoiczna	Jura	45 000 000	180 000 000

Trias	40 000 000	220 000 000		
Perm	50 000 000	270 000 000		
Karbon	80 000 000	350 000 000		
Paleozoiczna	Dewon Sylur	50 000 000	30 000 000	400 000 000 430 000 000
	Ordowik	60 000 000	490 000 000	
	Kambr	110 000 000	600 000 000	
Eozoiczna (Proterozoiczna)			2 500 000 000	
		ponad 3 500 000 000		
Archaiczna				prawdopodobnie około 4 000 000 000 lat

/

/

SŁOWNICZEK

Agat — minerał, odmiana chalcedonu, różnobarwnie wstęgowana, wypełniająca próżnie w niektórych skałach wulkanicznych. Używany do wyrobu moździerzy laboratoryjnych i klinów do wag analitycznych oraz do wyrobu przedmiotów zdobniczych.

Aglomerat — piroklastyczna skała składająca się z drobnych okruchów zlepionych materiałem tufowym.

Albit — minerał, glinokrzemian sodu, należący do grupy plagioklazów.

Amfibole — grupa minerałów skałotwórczych, krzemianów i glinokrzemia-nów wapnia, magnezu i żelaza, a nieraz i sodu, będących składnikami wielu skał magmowych; stanowią m. in. częsty składnik andezytów.

Andezyn — plagioklaz kwaśny.

Andezyt — skała wulkaniczna z grupy diorytu z prakryształami plagioklazu kwaśnego, hornblendy, biotyty lub augitu. Używany jako materiał budowlany i drogowy oraz jako materiał kwasoodporny.

Ankaratyt — wulkaniczna skała zbliżona do bazaltu, o dużej zawartości piroksenu.

Anortyt — minerał, glinokrzemian wapnia, należący do grupy plagioklazów.

Archaiczna era — najstarsza era geologiczna. Zob. tabela stratygraficzna.

Arealna erupcja — erupcja wulkaniczna obejmująca znaczny obszar, powstała przez dojście intruzji batolitowej lub lakolitowej do powierzchni ziemi wskutek przetopienia skał nadległych lub przez przedarcie się magmy na znacznej przestrzeni.

Augit — minerał z grupy piroksenów, krzemian i glinokrzemian wapnia, magnezu i żelaza; ważny składnik skał magmowych, zwłaszcza zasadowych, jak gabra i bazalty.

Bakka (włosk. bacca) — szczelina w stożku wulkanu, którą w czasie wybuchu wypływa lava.

Barranco (włosk. barranco) — erozyjne głęboko wcięte wąwozy rozmieszczone promienisto na zewnętrznych stokach wulkanu.

Batolit — zastygła w głębi skorupy ziemskiej masa intrudującej magmy, rozszerzająca się ku dołowi.

Batymetria — pomiary głębokości mórz, jezior lub rzek.

244

Bazalt — magmowa skała wulkaniczna z grupy gabra, barwy ciemnej do czarnej z prakryształami augitu a niekiedy i oliwinu (b. oliwinowy). Stosowany jako materiał drogowy.

Bazanit — magmowa skała wulkaniczna zbliżona do bazaltu, zawierająca obok skaleni skaleniowce (leucyt i nefelin).

Bentonit — skała osadowa, produkt chemicznego rozkładu tufów wulkanicznych; dzięki własnościom adsorpcyjnym używany jako środek oczyszczający i odbarwiający.

Biotyt — blaszkowaty minerał z grupy mik, barwy ciemnozielonej, brunatnej do czarnej, składnik wielu skał magmowych i metamorficznych.

Bomba oliwinowa — skupienie oliwinu w bazalcie. Zob. oliwin.

Bomba wulkaniczna — blok skalny zastygłej lawy wyrzucony przez wulkan, zwykle wielkości pięści do głowy ludzkiej, niekiedy nawet o masie kilku ton.

Brekcja wulkaniczna — skała wulkaniczna, zawierająca kanciaste odłamki skalne spojone lawą.

Bytownit — minerał, glinokrzemian wapniowo-sodowy należący do grupy skaleni.

Centralna erupcja — wulkaniczna erupcja związana z jednym punktem, stanowiącym centrum wybuchu. Centralna erupcja może być lawowa, eksplozywna lub mieszana.

Chalcedon — minerał, skrytokrystaliczna odmiana kwarcu, wypełniająca niekiedy próżnie skał wulkanicznych; odmianę chalcedonu stanowi agat.

Ciasto skalne — drobnokrystaliczna lub szklista masa skał wulkanicznych, w której tkwią większe, wyraźnie wykształcone w postaci kryształów, składniki mineralne (prakryształy).

Cios — zdolność oddzielania się skał wzdłuż pewnych powierzchni pod wpływem uderzenia lub nacisku, wykorzystywana przy ich obrabianiu; wyróżnia się m. in. cios podłużny, poprzeczny, pokładowy, słupowy, pryzmatyczny.

Czwartorzęd (czwartorzędowy okres) • — młodszy okres ery kenozoicznej, obejmujący plejstocen i holocen. Zob. tabela stratygraficzna.

Dacyt — magmowa skała wylewna z grupy diorytu kwarcowego.

Dajka (ang. dyke) — żyłowa intruzja skały magmowej przecinająca w poprzek napotkane skały.

Delenit — wulkaniczna skała pośrednia między riolitem a andezytem, zawierająca zarówno ortoklaz, jak i kwaśny plagioklaz.

Denudacja — całokształt procesów geologicznych, wywoływanych przez czynniki zewnętrzne (powietrze, wodę, lodowce) w postaci wietrzenia i erozji, zmierzających do obniżenia i wyrównania powierzchni łądu.

Dewon (dewoński okres) — okres ery paleozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Diabaz — magmowa skała wylewna z grupy gabra, składająca się z zasadowych plagioklazów i augitu, nieraz i oliwinu, barwy ciemnozielonej aż do czarnej. Używany jako materiał drogowy.

245

Dioryt — magmowa skała głębinowa, składająca się z plagioklazów kwaśnych i hornblendy oraz biotyту, nieraz i augitu. Używany jako materiał dekoracyjny, budowlany i drogowy.

Efuzywne skały — skały wulkaniczne (wylewne).

Ekstruzja — wylanie się magmy na powierzchnię Ziemi w postaci lawy.

Eocen — epoka okresu trzeciorzędowego ery kenozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Eozoiczna era — proterozoiczna era. Zob. tabela stratygraficzna.

Erozja — złobienie powierzchni Ziemi przez czynniki zewnętrzne: wiatry (e. eoliczna), rzeki (e. rzeczna), lodowce (e. lodowcowa); w węższym znaczeniu — działalność złobiąca rzek.

Erupcja (wybuch) — gwałtowne wydobywanie się na zewnątrz materiałów wulkanicznych (lawy, pyłów, gazów).

Firn — przekryształizowany, gruboziarnisty śnieg, tworzący powyżej linii wiecznego śniegu pola „firnowe”. Z firnu tworzą się lodowce.

Fonolit — magmowa skała wylewna ciemnej barwy, z grupy sjenitu ne-felinowego. Używany jako materiał drogowy i budowlany.

Freatyczny — podziemny, studzienny. F-e wody — wody swobodne (studzienne), powstające drogą infiltracji w głąb wód opadowych w przypadku nieprzykrycia warstw wodonośnych utworami nieprzepuszczalnymi. Leżą one niegłęboko pod powierzchnią ziemi i mogą być wykorzystane za pomocą płytkich studni kopanych lub wierconych.

Fumarole — ekshalacja par i gazów wulkanicznych o temp. 200—800°, wydobywających się z głębi Ziemi; f. występują na terenach wulkanicznych i powulkanicznych.

Gabro — magmowa skała głębinowa barwy ciemnozielonej do czarnej, składająca się z plagioklazów zasadowych i piroksenów (zwłaszcza augitu i dialagu); niekiedy zawiera oliwin i amfibole. Używana jako materiał dekoracyjny oraz drogowy.

Gejzeryt (martwica krzemionkowa, nawar krzemionkowy) — porowata skała osadowa zbudowana z bezpostaciowej krzemionki (opal); tworzy się w sąsiedztwie gejzerów.

Glacialny (lodowcowy) — odnoszący się do okresu lodowcowego.

Granodioryt — magmowa skała głębinowa o składzie pośrednim między granitem a diorytem. Używany jako materiał drogowy i budowlany.

Grys (np. bazaltowy, porfirowy) — sortyment kamienia o średnicy ziarn 3—25 mm.

Holocen — młodsza epoka okresu czwartorzędowego ery kenozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Hornblenda — minerał z grupy amfiboli, pospolity minerał skałotwórczy, składnik wielu skał magmowych (np. andezytu) i metamorficznych.

Hydrotermalny — związany z gorącymi roztworami wodnymi, krążącymi w litosferze, np. h. procesy, h. osady.

Intruzja — wciskanie się magmy w wyższe partie skorupy ziemskiej; także
246

magmowe skały (skały intruzywne) wciskające się w swe otoczenie skalne.

Jura (jurajski okres) — okres ery mezozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Kaldera — zagłębienie w kształcie kotła w szczytowej części wulkanu, powstałe wskutek eksplozji i wyrzucenie w powietrze szczytu wulkanu lub wskutek jego zapadnięcia. W kalderze, która nieraz osiąga znaczne rozmiary, może utworzyć się nowy mały stożek wulkaniczny (przykład: Wezuwiusz).

Kambryjski okres — najstarszy okres ery paleozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Karbon (karboński, czyli węglowy okres) — okres ery paleozoicznej. Występują silne ruchy górotwórcze (orogeneza hercyńska) i wulkanizm. Zob. tabela stratygraficzna

Kenozoiczna era — najmłodsza era geologiczna, obejmująca okresy trzeciorzędowy i czwartorzędowy. Występują silne ruchy górotwórcze (orogeneza alpejska) i wulkanizm. Zob. tabela stratygraficzna.

Kimberlit — diamentonośna wulkaniczna brekcja z Kimberley w południowej Afryce.

Konglomerat = zlepieniec

Kreda (kredowy okres) — najmłodszy okres ery mezozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Kwarc (kwarzec) — minerał, tlenek krzemu, główny składnik wielu skał magmowych (np. granitów), osadowych (np. piasków i piaskowców) i metamorficznych (np. kwarcytów i gnejsów).

Bezbarwny i przezroczysty nosi nazwę kryształu górskiego, czyli skalnego.

Kwaśne plagioklasy — plagioklasy o przewodze plagioklazu sodowego (al-bitu) nad plagioklazem wapniowym (anortytem), np. albit, oligoklaz.

Kwaśne skały (magmowe) — skały magmowe bogate w krzemionkę, której nadmiar wydziela się w postaci kwarcu, np. granity.

Labrador — minerał z grupy plagioklazów o przewodze skalenia wapniowego (anortytu) nad skaleniem sodowym (albitem), składnik wielu skał magmowych i metamorficznych ubogich w krzemionkę.

Lahar — błotnisty potok powstały przez zmieszanie materiałów pirokla-stycznych z wodą w czasie erupcji wulkanicznej i spływający w dół ze znaczną prędkością.

Lakolit — intruzja skały magmowej w kształcie grzyba; skały nad lakoli-tem są sklepieniowato wypiętrzone.

Lapilli (rapilli) — graniaste lub okrągłe okruchy zastygłej lawy wielkości grochu do orzecha włoskiego wyrzucane przez wulkany w czasie wybuchów razem z popiołami.

Lawina wulkaniczna — szybkie zsuwanie się ze stoków nagromadzonych produktów wulkanicznych (bloków skalnych i drobniejszego materiału).

Leucyt — minerał z grupy skaleniovców, glinokrzemian potasu. Stanowi składnik niektórych skał wulkanicznych bogatych w potas, a ubogich

247

w krzemionkę, zastępując skalenie. Nieraz używany jako nawóz potasowy i jako źródło otrzymywania związków potasu.

Limburgit — wulkaniczna skała zbliżona do bazaltu oliwinowego.

Linearna erupcja — wulkaniczna erupcja szczelinowa. Produkty wulkaniczne, a przede wszystkim lawa, wydobywają się z głębi podłużnymi szczelinami.

Liparyt = riolit — nazwa od Wysp Liparyjskich, gdzie występuje.

Litosfera — zewnętrzna powłoka Ziemi, składająca się z sialu i simy.

Łyszczyki = miki.

Maar — wgłębienie pochodzenia wulkanicznego powstałe wskutek eksplozji gazów; maary często wypełnione wodą tworzą jeziora, np. w Owernii, na wyżynie Eifel, w Górach Albańskich.

Magma — ciekła, roztopiona masa w głębi skorupy ziemskiej, będąca stopem różnych związków, głównie krzemionki i krzemianów, zwykle przepojona gazami. Wciskając się w otaczające skały tworzy intruzje lub przebija się na powierzchnię i wylewa jako lava. Zastygając tworzy skały magmowe.

Magmowe skały — skały powstałe przez zastygnięcie magmy. Obejmują dwie wielkie grupy: skały głębinowe, czyli plutoniczne (plutonity), zastygłe w głębi Ziemi, i wylewne, czyli wulkaniczne (wulkanity), powstałe przez zastygnięcie lawy na powierzchni Ziemi.

Magmatyczne skały — magmowe skały.

Magnetyt (żelaziak magnetyczny) — minerał, tlenek żelaza barwy czarnej; wysokoprocentowa ruda żelaza.

Melafir — magmowa skała wulkaniczna z grupy gabra o budowie porfirowej zwykle barwy czerwonoawoczarnej. Używany jako materiał drogowy. Melafirowy migdałowiec — melafir, w którym pozostałością po zawartych w stygnącej lawie gazach są okrągławe drobne próżnie, często wtórnie wypełnione przez różne minerały.

Metamorficzny — przeobrażony, zmieniony, np. metamorficzne skały.

Metamorficzne skały — skały powstałe przez przeobrażenie skał magmowych lub osadowych, głównie pod działaniem wysokiej temperatury i ciśnienia, np. gnejsy, amfibolity, marmury, kwarcyty.

Metamorfizm — przeobrażenie skał magmowych lub osadowych w głębi skorupy ziemskiej pod wpływem ciśnienia, temperatury, a często i działania chemicznego par i gazów zawartych w magmie; polega na zmianie struktury (ułożenia składników mineralnych) oraz składu mineralnego, a nieraz i chemicznego. W wyniku tych przeobrażeń powstają skały przeobrażone, czyli metamorficzne.

Mezozoiczna era — era geologiczna młodsza od paleozoicznej, a starsza od kenozoicznej, obejmująca okresy triasowy, jurajski i kredowy. Zob. tabela stratygraficzna.

Miąszość — grubość (osadów, warstw, pokładów).

Miki (tyszczyki) — minerały glinokrzemianowe odznaczające się doskonałą

248

blaszkowatą łupliwością, ważne minerały skałotwórcze, będące składnikami wielu Skał magmowych i metamorficznych (biotyt, muskowitz).

Mikroclin — minerał z grupy skaleni; glinokrzemian potasu o składzie chemicznym ortoklaz, ważny minerał skałotwórczy, składnik wielu granitów.

Miocen — epoka okresu trzeciorzędowego ery kenozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Mofeta — ekshalacja gazów, przeważnie dwutlenku węgla, o temp. poniżej 100°C, wydobywających się z głębi Ziemi; m. in. występują na obszarach wulkanicznych i powulkanicznych.

Nefelin — minerał z grupy skaleniowców, glinokrzemian sodu, składnik niektórych skał magmowych nie zawierających kwarcu, w których zastępuje skalenie (np. sjenity nefelinowe, fonolity, bazanity).

Neogen — młodsza część okresu trzeciorzędowego ery kenozoicznej, obejmująca epoki miocen i pliocen. Występują silne ruchy górotwórcze (orogeneza alpejska) i wulkanizm. Zob. tabela stratygraficzna.

Nefelinit — magmowa skała wulkaniczna zbliżona do bazaltu oliwinowego, w której skalenie są zastąpione przez nefelin.

Obsydian — szkliwo wulkaniczne barwy czarnej lub szarej powstałe przez bardzo szybkie oziębienie lawy, nie pozwalające na wydzielenie wyraźnych krystalicznych składników mineralnych; w czasach przedhistorycznych używany do wyrobu broni i narzędzi.

Oddzielność (skał) — naturalna właściwość skał magmowych dzielenia się według określonych płaszczyzn.

Ogniowe skały = magmowe skały.

Ognisko wulkaniczne — zbiornik magmy znajdujący się niezbyt głęboko pod wulkanem, któremu dostarcza lawy.

Oligoklaz — minerał z grupy plagioklazów o przewadze glinokrzemianu sodowego (albitu) nad glinokrzemianem wapniowym (anortytem), składnik wielu skał magmowych i metamorficznych.

Oliwin — minerał, krzemian magnezu i żelaza, przeważnie barwy zielonej, składnik skał magmowych z grupy gabra (np. bazaltów oliwinowych); w niektórych bazaltach tworzy nieraz większe skupienia, zwane bombami oliwinowymi.

Opal — minerał bezpostaciowy, uwodniona krzemionka o zmiennej zawartości wody. Niektóre odmiany o żywej grze barw (opale szlachetne) używane są do celów zdobniczych.

Ordowik (ordowicki okres) — okres ery paleozoicznej, dawniej uważany za dolny sylur. Występują silne ruchy górotwórcze i wulkanizm. Zob. tabela stratygraficzna.

Ortoklaz — minerał z grupy skaleni najczęściej barwy czerwonej, glinokrzemian potasu, pospolity składnik wielu skał magmowych (np. granitów i sjenitów) i metamorficznych. Stanowi główne źródło potasu w przyrodzie.

JJLuiliMHT*

K.T. 22

i człowiek — 17

249

blaszkowatą łupliwością, ważne minerały skałotwórcze, będące składnikami wielu skał magmowych i metamorficznych (biotyt, muskowitz).

Mikroclin — minerał z grupy skaleni; glinokrzemian potasu o składzie chemicznym ortoklaz, ważny minerał skałotwórczy, składnik wielu granitów.

Miocen — epoka okresu trzeciorzędowego ery kenozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Mofeta — ekshalacja gazów, przeważnie dwutlenku węgla, o temp. poniżej 100°C, wydobywających się z głębi Ziemi; m. in. występują na obszarach wulkanicznych i powulkanicznych.

Nefelin — minerał z grupy skaleniowców, glinokrzemian sodu, składnik niektórych skał magmowych nie zawierających kwarcu, w których zastępuje skalenie (np. sjenity nefelinowe, fonolity, bazanity).

Neogen — młodsza część okresu trzeciorzędowego ery kenozoicznej, obejmująca epoki miocen i pliocen. Występują silne ruchy górotwórcze (orogeneza alpejska) i wulkanizm. Zob. tabela stratygraficzna.

Nefelinit — magmowa skała wulkaniczna zbliżona do bazaltu oliwinowego, w której skalenie są zastąpione przez nefelin.

Obsydian — szkliwo wulkaniczne barwy czarnej lub szarej powstałe przez bardzo szybkie oziębienie lawy, nie pozwalające na wydzielenie wyraźnych krystalicznych składników mineralnych; w czasach przedhistorycznych używany do wyrobu broni i narzędzi.

Oddzielność (skał) — naturalna właściwość skał magmowych dzielenia się według określonych płaszczyzn.

Ogniowe skały = magmowe skały.

Ognisko wulkaniczne — zbiornik magmy znajdujący się niezbyt głęboko pod wulkanem, któremu dostarcza lawy.

Oligoklaz — minerał z grupy plagioklazów o przewadze glinokrzemianu sodowego (albitu) nad glinokrzemianem wapniowym (anortytem), składnik wielu skał magmowych i metamorficznych.

Oliwin — minerał, krzemian magnezu i żelaza, przeważnie barwy zielonej, składnik skał magmowych z grupy gabra (np. bazaltów oliwinowych); w niektórych bazaltach tworzy nieraz większe skupienia, zwane bombami oliwinowymi.

Opal — minerał bezpostaciowy, uwodniona krzemionka o zmiennej zawartości wody. Niektóre odmiany o żywej grze barw (opale szlachetne) używane są do celów zdobniczych.

Ordowik (ordowicki okres) — okres ery paleozoicznej, dawniej uważany za dolny sylur. Występują silne ruchy górotwórcze i wulkanizm. Zob. tabela stratygraficzna.

Ortoklaz — minerał z grupy skaleni najczęściej barwy czerwonej, glinokrzemian potasu, pospolity składnik wielu skał magmowych (np. granitów i sjenitów) i metamorficznych. Stanowi główne źródło potasu w przyrodzie.

K.T.

22

i człowiek — 17

249

Orogeneza (górotwór czość) ■ — całokształt procesów powstawania gór, także okres wzmożonej działalności górotwórczej (np. orogeneza alpejska).

Palagonit ;— przeobrażone szkliwo bazaltowe barwy żółtawej, stanowiące niekiedy składnik tufów wulkanicznych (np. tufy palagonitowe na Islandii).

Paleocen — najstarsza epoka okresu trzeciorzędowego ery kenozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Paleogen ■ — starsza część okresu trzeciorzędowego ery kenozoicznej, obejmująca epoki paleocen, eocen i oligocen. Zob. tabela stratygraficzna.

Paleozoiczna era — era geologiczna obejmująca okresy kambryjski, ordo-wicki, sylurski, dewoński, karboński i permski. Występują silne ruchy górotwórcze (orogeneza kaledońska i hercyńska) i wulkanizm.

Perm (permski okres) — najmłodszy okres ery paleozoicznej; zawiera zakończenie orogenezy hercyńskiej i wulkanizm. Zob. tabela stratygraficzna.

Piroklastyczny — wulkaniczny materiał wyrzucany w czasie erupcji w postaci stałej (wulkaniczne bomby, piaski, popioły, tufy).

Pirokseny — grupa minerałów skałotwórczych, krzemianów i glinofcrze-mianów wapnia, magnezu i żelaza, a nieraz i sodu; składniki wielu zasadowych skał magmowych (gabr, bazaltów, diabazów) i skał metamorficznych.

Plagioklazy — grupa minerałów skałotwórczych obejmująca skalenie sodo-wo-wapniowe, będące mieszaninami glinokrzemianu sodowego (albitu) i glinokrzemianu wapniowego (anortytu); składniki bardzo wielu skał magmowych i metamorficznych. Należą tu: albit, oligoklaz, andezyn, labrador, bytownit i anortyt.

Plejstocen — starsza epoka okresu czwartorzędowego ery kenozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Pliocen — najmłodsza epoka okresu trzeciorzędowego ery kenozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Plutoniczne skały (plutonity) — magmowe skały głębinowe (granity, sjeni-ty, granodioryty, dioryty, gabra).

Pneumatoliza — proces tworzenia się minerałów w końcowej fazie zestalania się magmy pod wpływem substancji lotnych znajdujących się w magmie w stanie gazowym.

Porfir — magmowa skała wulkaniczna z grupy sjenitu, zwykle barwy czerwonawej, składająca się ze Skaleni i biotyty, o charakterystycznej budowie „porfirowej”. Używany jako materiał drogowy i budowlany. Porfir kwarcowy jest analogiczną skałą z grupy granitu.

Porfirowa budowa (struktura) — budowa skał wulkanicznych (np. porfirów, andezytów), w których w drobno lub skrytokrystalicznej masie (czyli tzw. cieście skalnym) tkwią wcześniej wydzielone składniki mineralne w postaci wyraźnych kryształów zwanych prakryształami.

Porfiryty — magmowa skała wulkaniczna o budowie porfirowej z grupy dio-
250

ryty. Porfiryty kwarcowy jest analogiczną skałą z grupy dioryty kwarcowego.

Prakryształy — wyraźnie wykształcone w postaci kryształów składniki mineralne skał wulkanicznych o budowie porfirowej.

Preglacjalny — przedlodowcowy.

Propilityzacja — przeobrażenie hydrotermalne skał wulkanicznych (zwłaszcza andezytów i dacytów), którego wynikiem jest powstanie różnych minerałów wtórnych.

Proterozoiczna era (eozoiczna) — era geologiczna starsza od paleozoicznej, a młodsza od archaicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Pumeks — piankowo-gąbczasta skała wulkaniczna barwy jasnej, odznaczająca się dużą lekkością (pływa po wodzie) dzięki porowatości i zawartości drobnych pęcherzyków powietrza. Używany

jako środek polerski i jako materiał budowlany.

Rapilli = lapilli.

Riolit (liparyt, trachit kwarcowy) — magmowa skała wulkaniczna z grupy granitu, składająca się głównie z kwarcu i ortoklazu lub sanidynu.

Rów tektoniczny — zapadlisko ograniczone z dwóch stron płaszczyznami uskoku.

Sanidyn — minerał, odmiana ortoklazu, występująca w postaci tabliczko-watych kryształów w skałach wulkanicznych (riolitach i trachitach).

Siał — zewnętrzna część litosfery, bogata w krzem Si i glin Al, złożona głównie z kwaśnych skał magmowych (jak granity); nieraz nazywana pięciem granitowym.

Sima — głębsza strefa litosfery występująca pod powierzchniowymi krami siału i dnami oceanów, złożona z zasadowych skał magmowych, bogatych w krzem Si i magnez Mg oraz żelazo Fe; nazywana nieraz pięciem bazaltowym.

Sjenit — magmowa skała głębinowa, składem zbliżona do granitu, od którego różni się brakiem kwarcu; sjenit nefelinowy zawiera zamiast skaleni nefelin.

Skalenie — ważna grupa minerałów skałotwórczych, glinokrzemianów potasu (ortoklaz, mikroklin, sanidyn) lub sodu i wapnia (plagioklasy); istotne składniki skał magmowych i wielu skał metamorficznych.

Skaleniowce (skalenoidy) — grupa minerałów zbliżonych składem chemicznym do skaleni alkalicznych (potasowych i sodowych), od których różnią się mniejszą zawartością krzemionki; najważniejszymi są: leucyt (glinokrzemian potasu) i nefelin (glinokrzemian sodu). Składniki niektórych skał magmowych, jak sjenitów nefelinowych, fonolitów, bazaltów.

Solfatar — ekshalacja par siarki i jej związków o temp. 100—200°C, wydobywająca się z głębi Ziemi; solfatar występują na obszarach wulkanicznych i powulkanicznych.

Spąg — dolna powierzchnia ograniczająca ławicę lub warstwę skalną.

251

Spilit — bazaltowa skała bogata w sód, której głównymi składnikami są kwaśne plagioklasy.

Strop — górna powierzchnia ograniczająca ławicę lub warstwę skalną.

Struktura (skał magmowych) — wykształcenie składników mineralnych skały, np. struktura ziarnista (występująca u skał głębinowych, np. granitu), struktura porfirowa (posipolita dla skał wulkanicznych).

Syll (ang. sili) — żyłowa intruzja pokładowa, wciśnięta między dwie ławice skalne.

Sylur (sylurski okres) — okres ery paleozoicznej. Dawniejszy sylur dolny wydzielono jako ordowik. Zob. tabela stratygraficzna.

Tefryt — magmowa skała wulkaniczna zbliżona do bazaltu (bezoliwinowe-go), zawierająca zamiast skaleni skaleniowce (leucyt lub nefelin).

Tekstura (skał magmowych) — przestrzenne rozmieszczenie w skale składników mineralnych, np. tekstura potokowa (gdy wydzielone kryształy układają się swymi dłuższymi osiami w kierunku płynącego potoku lawowego), tekstura gąbczasta (gdy skała wulkaniczna zawiera próżnie po gazach).

Trachit (liparyt bezkwarcowy) — magmowa skała wulkaniczna z grupy sjenitu.

Trap — dawniej używana nazwa zbitych ciemnych skał (głównie bazaltowych).

Trawertyn (martwica wapienna) — porowata skała osadowa pochodzenia chemicznego, złożona z węglanu wapnia, wydzielającego się ze źródeł lub potoków. Używany jako materiał budowlany.

Trias (triasowy okres) — najstarszy okres ery mezozoicznej. Zob. tabela stratygraficzna.

Trzeciorzęd (trzeciorzędowy okres) — starszy okres ery kenozoicznej, obejmujący paleogen i neogen. Występują silne ruchy górotwórcze (orogeneza alpejska) i wulkanizm. Zob. tabela stratygraficzna.

Tufy (wulkaniczne) ■ — porowate skały piroklastyczne powstałe przez osadzenie popiołów wulkanicznych, wyrzucanych w czasie wybuchów wulkanów. Scementowane używane nieraz jako materiał budowlany.

Tufity — warstwowane skały piroklastyczne powstałe przez osadzenie w środowisku wodnym

tufów wulkanicznych (zmieszanych często z piaskiem lub łem).

Wybuchowe skały — dawniej używana nazwa na określenie skał magmowych.

Wulkaniczne skały (wulkanity) — magmowe skały wylewne (bazałty, andezyty i in.).

Zasadowe plagioklasy — plagioklasy o przewadze plagioklazu wapniowego (anortytu) nad plagioklazem sodowym (albitem), np. labrador, bytownit.

Zasadowe skały (magmaowe) — skały magmaowe ubogie w krzemionkę.

SKOROWIDZ NAZWISK

Agricola Georgius 7, 8, 10 Albert Wielki 7 Arctowski Henryk 158 Arystoteles 6, 7

Bering Vitus 132 Birkenmajer Krzysztof 182, 183 Blot C. 187, 189 Bohdanowicz Karol 132, 228

Bonpland Aimé 115 Borelli 78

Bunsen Robert Wilhelm 175, 229

Buch Leopold 10

Bullard 49

Bulwer E. L. 60

Burton Richard 173

Cardani Ettore 194, 195 Cicero 63

Cook James 152, 154 Dante 77

Darwin Karol 105, 174 Day A. L. 153, 201 Descloiseaux A. 229 Dobrzyński J. 112 Domeyko

Ignacy 106 Douglas D. 153

Dybowski Benedykt 132, 228

Eaton 186

•

Fetter Daniel 9 Fontana Domenico 66

Gree 48

Griggs Robert 96, 184

Healy J. 156 Hefajstos 5 Homer 20

Humboldt Aleksander v. 10, 106, 114,

115, 125 Hutton James 10

Imbo Giuseppe 74

Jaggar T. A. 153, 201 Jakubski Antoni 172 Janikowski Leopold 173 Juliusz Cezar 77

Kemmerling G. I. 161 Kerner A.

Kircher Anastasius 8, 9 Knebel Walter 178 Komorowicz Maurycy 174, 179 Kraszennikow S. P. 138, 227 Kraukopf 49

Lacroix François Antoine 91 Larderel François 195, 196

Mackenzie G. 229 Meyer Wilhelm 68, 70 Morozewicz Józef 132

Nidda K. 229 Nordenskiöld A. E. 157

Oftendahl Ch. 183 Oktawian 77 Ordonez E. 48, 49

Paderewski Ignacy 226 Pappalardo 78 Paulo Andrzej 112
253

Perret Frank 35

Perry 95

Petrarka 77

Platon 5, 6, 55

Pliniusz Młodszy 6, 35, 61, 62

Pliniusz Starszy 61, 62, 218

Pomponian 62

Pough 48

Reiss 114

Rogoziński Stefan 173 Rudloff Max 178

Sapper K. 101 Scrope G. Poulet 12 Seneka 6

Shephard E. S. 153, 201 Siculis Diodorus 77 Smulikowski K. 174 Staszic Stanisław 10 Strabon 5,

6, 59 Strejc Daniel 9
Strzelecki Paweł Edmund 153 Stuebel 114
Suess E. 158 Szafer Władysław 225
Tacyt 65
Tazieff Haroun 184 Thomäs 53 Thprkelsson 229, 230 Thoroddsen 81, 179 Trask 48 Treub M. 87
Tucydydes 75 Tytus Cesarz 65
Valerius Bernhardus 9 Verbeek Roger Dederik 82 Vetter Daniel 9
Werner Abraham Gottlob 8, 10 Wilson 215
Wodzicki Kazimierz 156, 157
Zawaricki Aleksander Nikołajewicz 139
Zwierzycki Józef 159, 165
SKOROWIDZ NAZW GEOGRAFICZNYCH
Abisynia 170 Abul-Samarsk 148 Achalkałaki 148 Aconcagua 25, 106 Afdera 170 Afroesse 168
Afryka 19, 25, 37, 39, 86, 102, 170,
184, 192, 202 Aganakok 130 Agua, Volcan de 28, 121 Ajusco 122, 125 Akroyri 179
Alaska 32, 35, 93, 96, 104, 128, 184,
202, 215 Albańskie Góry 165 Alby 149 Alchachica 193 Aleuty 104, 128, 130 Alicuri 166
Allmannaggia 179 Alpy 22 » Ałaid 140 Amatitlon 20 Ambrym 189
Ameryka Południowa 23, 25, 29, 48, 157
Ameryka Północna 28, 36, 37, 126, 225, 233
Ameryka Środkowa 29, 174, 185, 190,
191, 193, 194, 198 Amma-jama 147 Anak Krakatau 87, 88 Ancanquilcha 232 Ancud 108 Andahua
109 Andy 22, 104, 158, 191 Aniakchak 129 Annobom 174 Antarkandy 158 Antarktyda 20, 25, 104,
157 Antigua 121 Antofagasta 107 Antuco 106 Antyle 104, 188, 193 Apeniny 102 Arabia 149 Aragac
148 Ararat 148 Arequipa 109, 110 Argentyna 104, 106 Arizona 37, 128 Armenia 148
254
Asama-jama 142, 143, 204
Askja 178
Aso-san 147
Aspronisi 168
Atami 228
Atlantyda 55
Auckland 225, 226
Augustyna Św. wulkan 130
Aversa 72
Awaczyński (wulkan) 136, 138 Azerbejdżan 148 Azja 147
Azory (Azorskie Wyspy) 39, 53, 54,
174, 191 Azuma-jama 147
Baczyn 241 Badack, lahar 160 Baker Mt. 25 Bali 158, 165 Banda, Morze 158 Bandaisan 20, 39,
141 Bangkok 85 Bannoj 228 Barren 158 Batak 165 Batawia 84
Berenberg 180, 181, 182, 184 Bengalska, Zatoka 158 Bergen 179 Bertrand 111
Bezimiannyj, wulkan 133, 135, 188
Biała Wyspa 154
Białogórze 235
Big Pen Peak 173
Birdwood Band 158
Black Peak 130
Blackborn Mt. 128
Bogatynia 235
Bogosłowa, Wyspa 130
Bolesławiec 239
Boliwia 104

Bolzano 37
Borneo 85, 159
Bosco tre Case 69
Brante 79
Bromo 159, 164
Bryjarka 239
Brytyjska Kolumbia 37
Buenos Aires 106
Buitenzorg 87
Bukowiec 238
Burney 105
Cagsana 149 Calamahue 1215 Calbuco 105
Calmeyer Island 86
Capelinhos 55, 58
Capri 63, 68, 69
Carbet 90
Carroll Mt. 128, 129
Cecina 217
Cejlon 85, 86
Celebes 159, 165, 233
Cerro Azul 111
Cerro Blanco 111
Cerro de Azufre 107
Cerro Negro 117
Chagos, wyspy 85
Charimkota, wyspa 141
Chile 104, 105, 108, 109, 228, 232, 233
Chillan 106
Chiloe 108
Chimborazo 25, 114, 115 Chinganu, Góry 149 Chinyero 22 *

Chorcha 148 Chróślice 238 Chupiquina 232 Citeli 148
Citlal-tepetl, „Gwiaździsta Góra" 123
Cofre de Perote 122, 124 Coipa 107
Colima, Nevado de 122, 125 Colima, Volcan de 122 Conception 108 Copiapo 106, 107, 232
Cordillera de Domeyko 107 Coseguina (Conseguina) 32, 117 Cotopaxi 25, 46, 111, 112, 113, 114
Crater Bay 156 Crater Lake 32, 128 Cyklady 168 Czerwone, Morze 170 Czorsztyn 239
Dafnis 168 Danan 83 Dąbrowa 234 Dekan 36, 37 Demawend 149 Descabezado 106
Dolina Dziesięciu Tysięcy Dymów
97, 202, 215, 216 Dolina Gejzerów 223 Dolina Piekła 228 Dolina Śmierci 218 Dolina Wulkanów
109 Dolny Śląsk 38, 234, 235, 238, 242 Donald Mały 156 Donald Wielki 156 Dos Conos, Nevado
111
255

Droga Olbrzyna 37 Dubbi 170 Dutch Bay 85 Dyngjufjöll 178 Dzierżoniów 238
Ebeko (wulkan) 141 Edd 170
Egejskie Morze 5, 9, 69, 168 Eifel 29
Ekwador 20, 46, 104, 111 Elbrus 147 Elburs 149 Eldeyjar 179 Eldgja 36, 81, 176 Epomeo 20
Erebus 20, 25, 104, 157 Erewan 148 Erytrea 170
Etna 18, 25, 26, 30, 33, 75, 76, 77, 78,
79, 135, 165, 190, 195, 204, 232 Excelsior 222
Fago 174
Falling Mountain 97 Fayal 40, 53, 55, 58, 174 Fernando de Noronha 174 Fernando Po 173, 174

Fickushima 147 Filicuri 166
Filipiny 23, 27, 29, 104, 149, 187, 193, 233
Flegrejskie Pola 7, 22, 28, 190, 196
Florencja 217
Flores 158
Fontan 227
Fort de France 89, 90
Forum Vulcani 214, 215
Francja 20, 191, 193
Frascati 165
Frywałd 241
Fudzi-jama 23, 142
Fuego, Volcan del 121
Fuglasher 179
Galunggung (Galoenggoeng) 20, 159, 161
Gamczen 136 Gammacanore 11 Ganoberg 157 Gaua, wyspa 187, 189 Georgia 158 Gecrgios 168
Gharat, wulkan 187, 189 Giant 222
Giejziernaja 138, 227 Głuszyca 239
Gobi 149
Goma 172
Gorielnyj 136, 139
Góra św. Anny 239
Góra Bogów 173
Góra Zamkowa 236
Górny Śląsk 234, 239, 241
Góry Domeyki 107
Góry Kameruńskie 173
Góry Kaskadowe 126
Góry Skaliste 219, 220
Góry Tęczowe 225
Grenlandia 37, 175, 180
Grenlandzkie Morze 180
Grewingka, wulkan 130
Grodziec 236
Grota Fingala 37
Grota Olbrzyna 37
Grotta del Cane (Psia Grota) 217
Gruzja 148
Gunung Api, wyspa 158 Guayaquil 111, 114 Gwatemala 28, 104, 120, 121, 192, 228 Gwinejska
Zatoka 173, 193
Hakamagoshi 144 Hakone 188 Haleakala 150 Halemaumau 152, 153 Hawai 86, 108, 150, 151, 153
Hawaje (Hawajskie Wyspy) 28, 39, 41, 108, 150, 185, 193, 201, 205, 215 Hawajski Archipelag 152
Heard Island 157 Hebrydy 37, 165, 180 Heimaey 58, 97, 99 Hekla 25, 176, 178 Helens Mt. 25, 128
Heleny św. Wyspa 174 Helgafell 98, 99
Herkulanum (Herculaneum) 6, 60,
61, 64, 65, 66, 185 Hilo 108, 152 Himalaje 22, 60 Hokkaido 228, 232 Holandia 81 Hood Mt. 25,
128 Horobets 232 Hualalai 151 Huequi 105 Hveravellir 217 Hverfi 81
Iczyński (wulkan) 140 Idaho 37, 128 Idjen 159, 165 Ilha de Principe 174
256
Ilha Nova 55, 56, 58 Iliniza 115
Iliński (wulkan) 136, 139 Ilopango 119 Indie 37, 86 Indonezja 185, 193 Iran 149 Irazu 116
Irlandia 37, 175, 180 Ischia 20, 29, 196

Islandia 9, 18, 22—28, 36, 37, 39, 80, 81, 98, 102, 175, 176, 177, 180, 197, 198, 215, 230
Ixtaccihusti („Biała Kobieta") 122, 123
Izalco 20, 22, 118
Jan Mayen (wyspa) 180 Jana Ewangelisty Wyspa 130, 131 Japonia (Japońskie Wyspy) 104, 129,
140, 141, 147, 185, 186, 188, 194, 215, 228, 230, 232, 233 Jarmuta 239, 240, 241 Jawa 24, 28, 29,
85, 104, 158, 191, 233 Jawor 234, 235, 239 Jelenia Góra 234 Jezioro Rudolfa 170 Jokohama 144
Jorullo 22, 38, 125 Jukon 128
Kabardzin 148 Kagoshima 143, 144 Kaimeni 169 Kalifornia 37, 126, 203 Kamczatka 25, 104, 129,
132, 133, 136, 138, 139, 140, 141, 188, 198, 223, 227, 228 Kamerun 173 Kamienna Góra 239
Kampania 6, 65, 66 Kampania Neapolitańska 190 Kanaryjskie Wyspy 22, 33, 174, 194 Kara-dag
148 Karakuzey 148 Karpacki łuk 233 Karpaty 22, 241 Kartala 173 Karua 189
Karymski (wulkan) 138 Katania 75, 77, 78, 79 Katla 179
Katmai 32, 35, 93, 94, 95, 97, 129, 184
Kauai 150
Kaukaz 22, 147
Kaukaz Mały 148
Kenya Mont 192
Kerguelen Wyspy 157, 173
Kibo 33, 172
Kichpinycz 136, 137, 138
Kilauea 20, 33, 39, 153, 201, 205
Kilimandżaro 25, 33, 170, 172, 192
Kituru Nyefunsi (Kineza) 172
Kiwu 172
Kizil-dag 148
Kizimien (wulkan) 136
Kluczewski (Kluczewska Sopka) 25,
133, 134, 135 Kluczi 135
Klut (Kelut, Kloet) 159 Kłodzko 239 Knebela (Kaldera) 178 Knife Peak 97 Kodiak, wyspa 93, 94
Kohala 151 Kolorado 128 Kolumbia 104, 111 Kolumbia Brytyjska 37 Komandory (Komandorskie
Wyspy) 130
Komory (wyspy) 173 Kordyliera Wschodnia 109 Kordyliera Zachodnia 109 Kordyliery 106, 232
Korea 233
Koriacki (wulkan) 136, 138 Kor in j i 165
Kos (Instunkoi, Stanco) 168 Kostaryka 104, 116, 120, 192, 228 Krakatau (Krakatoa) 33, 35, 39, 45,
46, 82, 83, 84, 85, 86, 104 Kraszennikowa (wulkan) 136, 138 Krenicyna (wulkan) 141 Kronocki
(wulkan) 136, 137 Kronockie Jezioro 136, 227 Krościenko 239, 240 Krzeszowice 241, 242
Księginki 238 Ksudacz 139 Kurylskie Jezioro 140 Kurylskie Wyspy 19, 104, 129, 140, 141, 233
Laacher See 29
Lago d'Albano 29, 166
Lago di Nemi 29, 166
Laki 36, 80
Lanzarote 174
Larderello 195, 196
Las Pilas 22
Lassen Peak 25, 28, 126
Lassen Volcanic National Park 126
Lastarria 107
Łądek 234
257
Le Carbet 90 Legnica 235 Lengai 170 Leśna 237 Leśnica 234 Licancaur 107 Limagne 191 Lipari
166

Liparyjskie Wyspy 26, 34, 166, 193, 232
Liverno 217 Lullailaco 25, 107 Lombok 158, 165 Lope vi 189 Lubań 238 Lwówek 234
Madan 165 Magadi 203 Mageik 97
Malajski Archipelag 45, 102, 104, 158, 165
Malinche 122
Managua 117
Mandżuria 149
Manuela, La 120
Maribios 117
Martin Volcano 97
Martynika 35, 88, 202
Massaya 20
Mascati 79
Maskareny 158
Masyw Centralny Czeski 22
Masyw Centralny Francji 22
Matsuro 232
Matua 141
Maui 150
Mauna Kea 25, 151 Mauna Loa 24, 25, 28, 151, 153, 204, 206
Mawenzi 172 Mayon 23, 27, 29, 149 Mazama 127, 128
Meksyk 22, 48, 104, 121, 123, 193, 194
Merapi 20, 28, 159, 162, 163, 165
Meru 170, 192
Messyna 79
Mexico 193
Męcinka 238
Michoacan 48
Miedwiennikowski (wulkan) 130 Miękinia 241 Mihara-jama 144, 145 Mikra Kaimeni 9, 168
Milcząca Góra (Krakatau) 82, 84 Misenum 62, 63
Misti 109, 110
Mnadon 148
Momotombo 117
Mont Dore 193
Mongibello 75
Montana, La 75
Monte Cave 166
Monte Nuovo 7, 22, 28
Monte Pelato 193
Monte Solforoso 232
Montę Somma 59, 70
Mont Pelee 88, 89, 90, 91, 92, 202
Montrero 111
Montservat 188
Morne Rouge 91
Morszowski (wulkan) 130
Muela, La 120
Mutnowski (wulkan) 136, 139
Narkodam 158 Natron 202 Nautilus 168 Nea Kaimeni 69, 168 Neapol 68, 72, 196, 214, 217
Neapolitańska Zatoka 59, 196 Nevada 37, 128, 233 Nevis 188
Ngauruhoe 154, 155 Nicolosi 78 Niemcza 234 Niemodlin 234
Nikaragua 20, 22, 29, 32, 104, 117

Niragongo (Nyiragongo) 25, 172
Njamlagira (Nyamuragira) 25, 172
Njiro 170
Noboribeton 228
North Island 154
Norwegia 180
Norweskie Morze 180
Nova Rupta 96, 97, 129
Nowa Brytania 228
Nowa Gwinea 104, 159, 165
Nowa Ruda 38
Nowa Zelandia 104, 154, 165, 198,
221, 225, 226, 230 Nowe Hebrydy 104, 186, 187, 189 Nowy Amsterdam 158 Nowy Meksyk 37,
128 Nowy York 48 Nunziata 79
Nyamuragira (Njamlagira) 25, 172 Nyiragongo (Niragongo) 25, 172
Oahu 50
Obregon, Villa 125
Ocean Atlantycki 102, 104, 174, 180
Ocean Indyjski 84, 157, 158
258
Ocean Spokojny 101, 102, 104, 108,
128, 129, 137, 150 Odadahraun 203 Ojo de Maricunga 107 Old Faithful (Stary Sługa) 222 Oldoinyo
N'Gai 203 Ollagua 108 Olsztyn 242 Omate 109 Omuro-jama 188 Onekotan 141 Onikoba 228 Opała
137 Opole 234 Opolno-Zdrój 235 Oraf aj okuli 178 Oregon 32, 37, 128 Orizaba (Citlal-tepetl) 25,
123, 124 Oshima 144 Oslo 181 Osorno 105, 108 Ostrzyca 236
Ottaiano (Ottaviano) 67, 70 Owcze Wyspy 37, 175 Owernia 20, 23, 24, 25, 28, 29, 191 Ozierna 227
Padang 165 Palaea Kaimeni 168 Palestyna 149, 170 Palma 33, 174 Panama 86 Panaria 166
Pancarana 232 Pantelleria 40, 166, 167 Papandajan 26, 159, 164 Paramuszir 141
Paricutin 22, 48, 49, 50, 52, 53, 122
Patagonia 37, 105
Patamban 122
Pauzetka 227
Pawłów 130
Peinado 111
Pelada (wulkan) 174
Peladito 111
Perth 85
Peru 104, 109
Perboewatan (Perbuatan) 83 Pico 174
Pico de Orizaba 122 Pielgrzymka 238 Pieniny 239 Pierwieniec 227 Pietropawłowski 228
Piryflegeton 5, 6 Piton de la Fournaise 173 Piton des Neiges 158
Płaskij (wulkan) 136 Poas 117 Pohutu 226
Polinezji Archipelag 150 Pompeja 6, 60, 61, 63, 65, 66, 68, 69, 185
Popocatepetl 25, 122 Pozzuoli 22, 217
Północna Wyspa (North Island) 154.
225 Puebla 193 Proboszczowo 236 Pruszków 234
Puna de Atacama 106, 107, 228/29
Puntiagudo 105
Puteoli (Pozzuoli) 214
Puy de Dôme 191
Puy de l'Enfer 29
Puys, Chaîne de 191

Ouilotoa 114 Quito 111 Quizapu 106 Quinistace 109
Rainier Mt. 25, 128 Rakata 83 Reka 168
Résina (Retina) 61, 66 Réunion 158, 173 Reydarfiordur 179 Reykianes 179 Reykiawik 178, 179,
196 Reykir 197 Rębiszów 238 Rochefort Montagne 193 Rodriguez 85 Rossa, Morze 157 Rossa,
Wyspa 104 Rotomahana 154 Rotorua 226 Ruapehu 154 Ruminahui 114 Ruś Zakarpacka 233 Rzym
29
Sacramento 128 Sakurashima 142, 144, 185 Salina 166
Salwador 20, 22, 104, 117, 192, 198
Samsary 148
San Andres, Volcan de 122
Sangay 20, 25, 114, 115
San Giuseppe 70
San Juan de Paragaricuttro 49
San Miguel 117, 128
San Paulo 107
259
Ocean Spokojny 101, 102, 104, 108,
128, 129, 137, 150 Odadahraun 203 Ojo de Maricunga 107 Old Faithful (Stary Sługa) 222 Oldoinyo
N'Gai 203 Ollagua 108 Olsztyn 242 Omate 109 Omuro-jama 188 Onekotan 141 Onikoba 228 Opała
137 Opole 234 Opolno-Zdrój 235 Oraf aj okuli 178 Oregon 32, 37, 128 Orizaba (Citlal-tepetl) 25,
123, 124 Oshima 144 Oslo 181 Osorno 105, 108 Ostrzyca 236
Ottaiano (Ottaviano) 67, 70 Owcze Wyspy 37, 175 Owernia 20, 23, 24, 25, 28, 29, 191 Ozierna 227
Padang 165 Palaea Kaimeni 168 Palestyna 149, 170 Palma 33, 174 Panama 86 Panaria 166
Pancarana 232 Pantelleria 40, 166, 167 Papandajan 26, 159, 164 Paramuszir 141
Paricutin 22, 48, 49, 50, 52, 53, 122
Patagonia 37, 105
Patamban 122
Pauzetka 227
Pawłów 130
Peinado 111
Pelada (wulkan) 174
Peladito 111
Perth 85
Peru 104, 109
Perboewatan (Perbuatan) 83 Pico 174
Pico de Orizaba 122 Pielgrzymka 238 Pieniny 239 Pierwieniec 227 Pietropawłowsk 228
Piryflegeton 5, 6 Piton de la Fournaise 173 Piton des Neiges 158
Płaskij (wulkan) 136 Poas 117 Pohutu 226
Polinezji Archipelag 150 Pompeja 6, 60, 61, 63, 65, 66, 68, 69. 185
Popocatepetl 25, 122 Pozzuoli 22, 217
Północna Wyspa (North Island) 154.
225 Puebla 193 Proboszczowo 236 Pruszków 234
Puna de Atacama 106, 107, 228/2S
Puntiagudo 105
Puteoli (Pozzuoli) 214
Puy de Dôme 191
Puy de l'Enfer 29
Puys, Chaîne de 191
Ouilotoa 114 Quito 111 Quizapu 106 Quinistace 109
Rainier Mt. 25, 128 Rakata 83 Reka 168
Resina (Retina) 61, 66 Reunion 158, 173 Reydarfiordur 179 Reykianes 179 Reykiawik 178, 179,
196 Reykir 197 Rębiszów 238 Rochefort Montagne 193 Rodríguez 85 Rossa, Morze 157 Rossa,

Wyspa 104 Rotomahana 154 Rotorua 226 Ruapehu 154 Ruminahui 114 Ruś Zakarpacka 233 Rzym 29
Sacramento 128 Sakurashima 142, 144, 185 Salina 166
Salwador 20, 22, 104, 117, 192, 198 Samsary 148
San Andres, "Volcan de 122
Sangay 20, 25, 114, 115
San Giuseppe 70
San Juan de Paragaricuttro 49
San Miguel 117, 128
San Paulo 107
259
San Pedro 107 San Salwador 118
San Sebastian (San Sebastiano) 70,
72, 73 San Thome 174 Sanka 241 Santa Anastasia 72 Santa Aversa 72 Santa Catalina 125 Santa
Maria 12, 121, 187 Santa Rosa 107 Santiago 108 Santorin (Thera) 9, 168 Santos 105 Sao Jorga 174
Sao Miguel 174 Saryczewa (wulkan) 141 Schmidta (wulkan) 136 Shasta Mt. 25, 126, 127 Sibolda
165 Siedmiogród 233 Siena 217
Siemiaczyk Mały 136 Sierra Nevada 126 Siewiergina (wulkan) 141 Singalang 165 Singapur 85
Siretoko-Jozan 233 Skaliste Góry 22 Skapta 80, 81 Skaptar 80, 81, 178, 204 Słowacja 233 Słup 238
Snake 37 Socompa 107, 228 Solfatara 214, 215 Somali 170, 173 Spitsbergen 180 Sporady 168
Stabie (Stabiae) 60, 62, 65
Stany Zjednoczone Ameryki 126, 198,
220, 223 Stary Jawor 238 Steamroat 225 Steers Island 86 St. Paul 158
St. Pierre 35, 88, 89, 90, 91, 93 Stromboli 20, 26, 34, 135, 145, 166,
167, 191 Strzegom 234 Sudety 238 Subogo 170
Sumatra 85, 104, 158, 165, 233 Sumbawa 158, 165 Sundajskie Wyspy 228, 233 Suputan
(Soepoetan) 165
Surtsey 58 Syberia 37 Sycylia 166 Syjam 85 Synaj 85, 149 Syrakuzy 77 Syria 149, 170 Szczawnica
239 Szetlaridy 158 Szewiełucz 136 Szira 172
Szkocja 37, 81, 175 Szwabia 29
Śródziemne Morze 20, 26, 29, 40, 61,
101, 165, 185, 232 Świerki 239 Swieżawa 234
Taal 149, 150, 187 Tacora 232 Tacunga 114
Tamboro (Temboro) 45, 104 Tancitaro, Pico de 122, 123 Tanzania 170
Tarawera 37, 39, 154, 156. 225 Tarkwetil 148 Tbilisi 148
Telekiego (wulkan) 170 Telica 117
Teneryfa 22, 25, 174 Terceira 174, 191 Terek 148 Terro 157
Teyde, Pico de 25, 174 Tęczowe Góry 225 Thera (Santorin) 59, 168 Therasia 5, 168
Thingvallahraun 179 Tingurica 106 Tinguivivaca 232 Toba 32, 165 Tokio 142, 180 Tolima 115
Toluca 123
Toluca, Nevado de 122 Tołbaczik Ostry 135 Tołbaczik Płaskij 135 Tonga 104, 165 Tongariro 154
Toro 107
Torre del Greco 67 Torre del'Annunziata 68, 69 Toskania 195, 203, 233 Tres Virgines 125 Trojnoj
227 Trölladyngia 179 Trömsö 180
260
Trondheim 183 Trynidad 86 Tuła 194 Tułowice 234 Tunguragua 114 Tupungatito 109 Tupungato
109 Turrialba 117 Tuzsan 149 Tuxtla 124 Tybet 228, 239 Tyrreńskie Morze 74, 75
Ubinas 109 Ujun Choldongi 149 Union 222 Uruapan 48 Utah 128 Uzon 137
Val de Bove 77 Valdivia 108 Vatna Jokull 178 Vemiaminof 130 Vera Cruz 123 Vestmanna
Archipelag 98 Vestmannaeyjar 58, 97, 99 Vesuvius 61 Vieja 121 Volcan 111
Volcan de Laxa (Antuco) 106 Vulcanello 166 Vulcano 34, 166, 195 Vulcanus 5
Waimangu 225 Wałbrzych 239

I

Washington (Waszyngton) 25, 37, 96, 128 Wetar 150
Wezuwiusz 6, 8, 18, 20, 23, 25, 29, 34, 42, 43, 45, 47, 59, 60, 61, 62, 64, 65, 67, 68, 69, 70, 71, 72,
74, 135, 165, 185, 190, 195, 203, 204, 205, 232 Wahakari (Biała Wyspa) 154 White Island 154
Wielikan 227 Wielki Gejzer 218 Wilcza Góra 236 Wleń 234
Włochy 37, 195, 196 Wizard 128 Wrangel Mt. 128 Wrocław 235 Wżar 239, 240
Yaiza 174 Yeguas 106
Yellowstone Park 38, 219, 222, 224
Zair 172 Z alas 241
Zamara, Volcan de 122 Zawarickiego (wulkan) 139 Zgorzelec 134
Zielonego Przylądka Wyspy 174 Ziemia Franciszka Józefa 180 Ziemia Grahama 157, 158 Ziębice
234 Złotoryja 234, 239 Związek Radziecki 233 Zwickau 7, 8
Żeltowski (wulkan) 139 Żupanowski (wulkan) 136, 138 Zytawa 234, 235, 241

/

/

SPIS TREŚCI

Wulkany i zjawiska wulkaniczne.....	5
Najdawniejsze wiadomości o wybuchach wulkanów .	5
Wulkany czynne i wygasłe.....	12
Kształt i wielkość wulkanów.....	23
Różne rodzaje wulkanów i erupcji.....	26
Wulkany podmorskie.....	39
Produkty erupcji.....	42
Narodziny wulkanu.....	48
Meksykański wulkan Paricutin.....	48
Najmłodsza wyspa wulkaniczna.....	53
Największe wybuchy wulkanów.....	59
Wychy wulkanów w czasach historycznych ...	59
Wezuwiusz.....	59
Etna.....	75
Laki.....	80
Krakatau	82
Mont Pelee	88
Katmai.....	93
Helgafell.....	98
Rozmieszczenie wulkanów na Ziemi.....	101
Występowanie wulkanów w różnych częściach świata i ich związek z budową geologiczną.....	101
Wybrzeża i wyspy Oceanu Spokojnego.....	104
Wulkany Kordyliery Zachodniej.....	105
Wulkany Ekwadoru i Kolumbii.....	111
Wulkany Ameryki Środkowej.....	116
Wulkany Stanów Zjednoczonych Ameryki	126
Wulkany na Aleutach i Komandorach . . .	130
262	
Wulkany Kamczatki.....	132
Wulkany Kurylskie.....	140
Wulkany Japonii.....	141
Wulkany kontynentu azjatyckiego.....	147
Wulkany Filipin.....	149
Wulkany Hawajskie.....	150
Wulkany Nowej Zelandii154

Wulkany Antarktydy.....	157
Wybrzeża i wyspy Oceanu Indyjskiego.....	158
Wulkany Archipelagu Malajskiego.....	158
Wybrzeża i wyspy Morza Śródziemnego.....	165
Afryka	170
Wyspy Oceanu Atlantyckiego.....	174
Wulkany Islandii	175
Wulkan Beerenberg na wyspie Jan Mayen .	180
Wulkany i człowiek.....	184
Badania wybuchów wulkanów.....	184
Wulkaniczne trzęsienia ziemi.....	185
Przewidywanie wybuchu wulkanu.....	186
Wulkan, który nie chce się obudzić.....	187
Czy wulkany mogą być użyteczne dla człowieka? .	189
Wykorzystanie energii cieplnej wulkanów ...	194
Lawa i magma.....	199
-Lawa.....	199
Skład chemiczny lawy.....	199
Zawartość lotnych składników.....	201
Potoki lawowe.....	203
Zestalenie się lawy	205
Skały wulkaniczne.....	207
Zjawiska po wulkaniczne.....	213
Ekshalacje powulkaniczne.....	213
Gejzery.....	218
Wulkaniczne złoża mineralne.....	231
Skały wulkaniczne na ziemiach polskich.....	234
Słowniczek	244
Indeksy: Skorowidz nazwisk, Skorowidz nazw geograficznych	253
r X M .a w .U I M '<<- *«'	
263	
MBP Zabrze	
nr inw. : KCzyt - 12678	
Czyt. 551.1/4	