

MAREK AWDANKIEWICZ

*Uniwersytet Wrocławski  
Instytut Nauk Geologicznych  
Zakład Mineralogii i Petrologii  
Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław  
E-mail: marek.awdankiewicz@ing.uni.wroc.pl*

## NAJWIĘKSZE ERUPCJE WULKANICZNE NA ZIEMI

### WPROWADZENIE

Erupcje wulkaniczne należą do najpoważniejszych i równocześnie najbardziej fascynujących zagrożeń naturalnych. Zapisy historyczne oraz zdarzenia współczesne dostarczają licznych przykładów erupcji o katastrofalnych skutkach, które pociągały za sobą zniszczenie znacznych obszarów oraz setki i tysiące ofiar wśród ludzi. Do najbardziej znanych należą m. in. erupcje wulkanów Santoryn (ok. 1610 r. p.n.e.), Wezuwiusz (79 r.), Laki (1783 r.), Tambora (1815 r.), Krakatau (1883 r.), czy Pinatubo (1991 r.). Skala i siła erupcji wulkanicznych sprawiają, że, mimo postępu cywilizacji i rozwoju rozmaitych środków technicznych, erupcje wciąż pozostają (i zapewne pozostaną) poza możliwościami kontroli czy sterowania. Równocześnie, oprócz wielkich katastrof wulkanicznych, znane są liczne przykłady znacznie słabszych erupcji, które w większym stopniu stanowią lokalne

atrakcje turystyczne niż realne zagrożenie (np. erupcje wulkanów Kilauea na Hawajach czy Stromboli na Wyspach Liparyjskich). Porównując siłę, przebieg i skutki rozmaitych erupcji, można zadać pytanie, w jaki sposób właściwie określa się rozmiary erupcji wulkanicznych? Jakie kryteria można wykorzystać do porównania siły erupcji różnego typu? Które erupcje reprezentują te największe, czy w przeszłości zdarzały się erupcje silniejsze od znanych współcześnie, i jak wygląda aktualny ranking największych erupcji? Pytania te mają istotne znaczenie zarówno z czysto przyrodniczego punktu widzenia, jak i ze względów bardziej praktycznych, związanych z prognozowaniem i przewidywaniem erupcji wulkanicznych. W artykule przedstawiony jest przegląd wymienionych i pokrewnych zagadnień.

### WSKAŹNIKI ROZMIARÓW ERUPCJI WULKANICZNYCH I WIELKOŚĆ ERUPCJI W OKRESIE HOLOCENU

Wśród erupcji wulkanicznych wyróżnia się dwie podstawowe kategorie: erupcje efuzyjne i eksplozyjne. Pierwsze z nich, stosunkowo spokojne, polegają na wypływie z wylotu wulkanu lawy. Lawa może dalej rozprzestrzeniać się w dół stoków wulkanu, gdzie stopniowo krzepnie w formie potoków lawowych. Erupcje eksplozyjne są gwałtowne, magma wyrzucana jest z wulkanu w postaci

fragmentów. Fragmentacja magmy zachodzi w przewodzie wulkanicznym i spowodowana jest przede wszystkim przez ciśnienie wydzielających się z niej gazów. Produktem erupcji eksplozyjnych jest tefra: popiół wulkaniczny, pumeks, bomby wulkaniczne, kryształy i inne tzw. fragmenty piroklastyczne. Popiół i pumeks są silnie porowate, zawierają liczne owalne pęcherzyki pogazowe,

Tabela 1. Indeks eksplozywności wulkanicznej (VEI). Opis w tekście. (wg MILLERA i WARKA 2008, zmieniona).

| VEI | Objętość<br>tefry<br>[km <sup>3</sup> ] | W y s o k o ś ć<br>pióropusza<br>[km] | Globalna<br>częstość<br>występowania | Przykłady znanych erupcji        |
|-----|-----------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|
| 0   | > 0.000001                              | < 0.1                                 | codziennie                           | Kilauea, Hawaje                  |
| 1   | > 0.00001                               | 0.1–1                                 | codziennie                           | Stromboli, Włochy                |
| 2   | > 0.001                                 | 1–5                                   | co tydzień                           | Galeras, Kolumbia, 1993          |
| 3   | > 0.01                                  | 3–15                                  | co roku                              | Nevado del Ruiz, Kolumbia, 1985  |
| 4   | > 0.1                                   | 10–25                                 | ~ co 10 lat                          | Soufriere Hills, Karaiby, 1995   |
| 5   | > 1                                     | > 25                                  | ~ co 50 lat                          | Mt. St. Helens, USA, 1980        |
| 6   | > 10                                    | > 25                                  | ~ co 100 lat                         | Pinatubo, Filipiny, 1991         |
| 7   | > 100                                   | > 25                                  | ~ co 1000 lat                        | Tambora, Indonezja, 1815         |
| 8   | > 1000                                  | > 25                                  | ~ co 10 000–100 000 lat              | Toba, Sumatra, 74 tys. lata temu |

ślady po gazach uwolnionych z magmy. Tefra osadza się w otoczeniu wulkanu w formie warstw.

Jako wskaźnik rozmiarów (wielkości) erupcji wykorzystuje się ilość produktów erupcji, wyrażoną poprzez objętość tefry lub lawy, jak też objętość magmy lub masę magmy wyemitowanej w toku erupcji. Aby wyznaczyć objętość tefry lub potoków lawowych konieczne jest przeprowadzenie badań terenowych i określenie rozprzestrzenienia i grubości warstw tefry lub potoków lawy. Objętość i masa magmy mogą być obliczone, jeśli znamy objętość, porowatość i gęstość tefry lub lawy.

Objętość tefry jest podstawą skali VEI (ang. Volcanic Explosivity Index; wskaźnik eksplozywności wulkanicznej) (NEWHALL i SELF 1982). Skala ta (Tabela 1) obejmuje 9 stopni, od 0 do 8. Erupcje najsłabsze, odpowiadające VEI = 0–1, mają zasadniczo charakter efuzyjny, z wyrzutem tefry w ilości <0,001 km<sup>3</sup>. Każdy kolejny stopień skali powyżej 1 opowiada wyrzutowi 10-cio krotnie większej objętości tefry. Największe erupcje, o wskaźniku VEI = 8, powodują erupcję ponad 1000 km<sup>3</sup> tefry.

Skala VEI ma bardzo ograniczone zastosowanie w odniesieniu do erupcji efuzyjnych: nawet największe wylewy lawy, którym towarzyszy jedynie niewielki wyrzut tefry, wykażą niskie wartości wskaźnika VEI, nieadekwatne do ogólnej ilości produktów erupcji. Ponadto, tefra jest z reguły silnie porowata, podczas gdy lawy posiadają bardziej zbitą budowę lub są całkiem masywne. Aby umożliwić porównanie rozmiarów erupcji eksplozywnych i efuzyjnych, wykorzystuje się wskaź-

nik określany jako DRE (ang. Dense Rock Equivalent; odpowiednik litej skały). Wartość DRE jest wyliczana na podstawie objętości i porowatości produktów erupcji i oznacza pierwotną objętość wyrzuconej magmy, z pominięciem porowatości produktów erupcji. Objętość tefry jest zwykle 2–3 razy większa od objętości magmy, z której powstała. Objętości potoków lawowych są zbliżone do pierwotnej objętości magmy, mogą być ok. 1,2–1,3 razy większe. Objętości erupcji wyrażone jako DRE sięgają kilku tysięcy km<sup>3</sup>.

Ze względu na zmienny skład chemiczny i własności fizyczne produktów erupcji (szczególnie porowatość i gęstość), często stosowanym w ostatnich latach wskaźnikiem skali erupcji jest tzw. magnituda (PYLE 2000). Jest ona zdefiniowana w oparciu o masę magmy wyemitowaną w toku erupcji:

$$\text{magnituda} = \log_{10}(\text{masa wyemitowanej magmy, w kg}) - 7$$

Uzyskana w ten sposób wartość magnitudy, M, dla produktów erupcji eksplozywnych jest zbliżona do wartości VEI. W odróżnieniu od VEI, skala M jest otwarta, a wartości M wyrażane są liczbami wymiernymi.

Oprócz ilości produktów erupcji ważnym parametrem, który charakteryzuje skalę i siłę aktywności wulkanicznej jest tempo erupcji. Oznacza ono masę magmy wyrzucanej przez wulkan w jednostce czasu. Tempo erupcji pozwala na określenie intensywności erupcji (PYLE 2000), definiowanej jako:

$$\text{intensywność} = \log_{10}(\text{tempo erupcji magmy, w kg/s}) + 3$$

Tabela 2. Największe erupcje wulkaniczne w okresie ostatnich 230 lat. (wg PYLE 2000, SCHMINCKE 2004, Global Volcanism Program (<http://www.volcano.si.edu/index.cfm>)).

| Erupcja                         | Objętość tefry,<br>km <sup>3</sup> | Objętość<br>magmy<br>(DRE), km <sup>3</sup> | VEI | Magnituda | Intensywność |
|---------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------------|-----|-----------|--------------|
| <b>ERUPCJE EKSPLOZYJNE</b>      |                                    |                                             |     |           |              |
| Tambora, Indonezja, 1815 r.     | 160                                | 50                                          | 7   | 7.3       | 11.4         |
| Novarupta, Alaska, 1912 r.      | 28                                 | 12                                          | 6   | 6.5       | 11.0         |
| Krakatau, Indonezja, 1883 r.    | 20                                 | 10                                          | 6   | 6.5       | 10.7         |
| Santa Maria, Gwatemala, 1902 r. | 20                                 | 8.6                                         | 6   | 6.3       | 11.2         |
| Pinatubo, Filipiny, 1991 r.     | 11                                 | 5                                           | 6   | 6.0       | 11.6         |
| <b>ERUPCJE EFUZYJNE</b>         |                                    |                                             |     |           |              |
| Laki, Islandia, 1783 r.         | 0.9                                | 15                                          | 4   | 6.5       | 10.4         |

Tempo niewielkich współczesnych erupcji wulkanicznych jest rzędu  $10^2$ – $10^3$  kg/s, lecz w przypadku wielkich erupcji może sięgać  $10^9$  kg/s. Odpowiadające wartości intensywności wynoszą od ok. 5 do 12. Im bardziej intensywna erupcja, tym wyżej sięga chmura popiołu nad wulkanem (kolumna erupcyjna). Największe kolumny erupcyjne osiągają wysokości ponad 50 km (Tabela 1).

Tabela 2 zawiera zestawienie największych erupcji wulkanicznych ( $VEI \geq 6$ ), jakie miały miejsce w czasie ok. 230 ostatnich lat. W tym okresie zanotowano 4 erupcje o wskaźniku  $VEI = 6$  i jedną erupcję o wskaźniku  $VEI = 7$ . Ta ostatnia, erupcja wulkanu Tambora w 1815 r., uważana jest za najsilniejszą w czasach historycznych. Największą w XX w. była erupcja wulkanu Novarupta w 1912 r. (wcześniej określana jako „Katmai, 1912” ze względu na błędnie określone położenie centrum erupcji). Wszystkie te erupcje miały charakter eksplozyjny, znacznie rzadziej zdarzały się duże efuzje lawy. Do największych efuzji należała erupcja Laki

w 1783 r. Pod względem objętości magmy (DRE) i magnitudy erupcja ta lokowałaby się na 3 lub 4 miejscu w rankingu dużych erupcji w Tabeli 2, lecz z uwagi na niewielki wyrzut tefry wskaźnik VEI wynosi tylko 4.

Według katalogu wulkanów i erupcji wulkanicznych Smithsonian Institution – Global Volcanism Program (<http://www.volcano.si.edu/index.cfm>) w okresie holocenu (ostatnie 11 500 lat) miało miejsce ponad 800 średnich i silnych erupcji wulkanicznych, o wskaźniku  $VEI \geq 4$ . Wśród nich 37 erupcji osiągnęło wielkość  $VEI=6$ , a 4 erupcje  $VEI=7$ . Dane te pokazują, że ani współcześnie, ani w najbliższej nam przeszłości geologicznej, w czasach rozwoju cywilizacji ludzkiej, nie występowały erupcje, które można by zaliczyć do najsilniejszych, ze wskaźnikami  $VEI=8$  i  $M = 8$  lub więcej. Ludzkość nie była, jak dotąd, świadkiem największych możliwych katastrof wulkanicznych. Jednak licznie zachowane są ślady takich erupcji z bardziej odległej przeszłości geologicznej.

#### SUPERERUPCJE WULKANICZNE I ERUPCJE WIELKICH PROWINCJI MAGMOWYCH

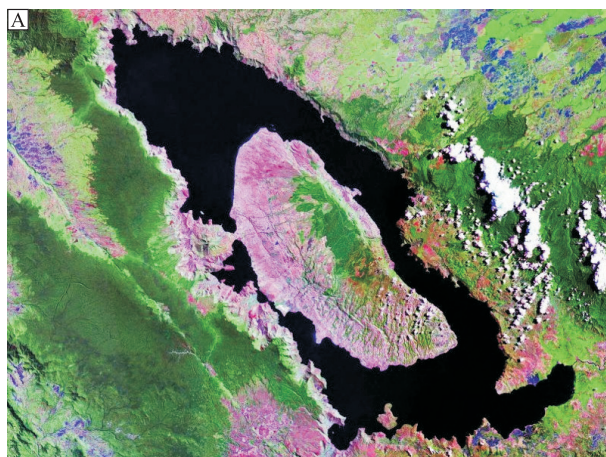
Zagadnienie największych erupcji wulkanicznych poruszane było w ostatnich latach w licznych publikacjach specjalistycznych (np. MASON i współaut. 2004, MILLER i WARK 2008, BRYAN i współaut. 2010), a dużą popularność medialną zdobyły tzw. „superwulkany” i „supererupcje wulkaniczne”, stając się tematem filmów popularnonaukowych i dokumentalnych-fabularyzowanych (produkcje

BBC i inne). Supererupcja została zdefiniowana jako eksplozyjna erupcja wulkaniczna, związana z magmą bogatą w krzemionkę (np. ryolitową), w czasie których wulkan wyrzuca ponad  $10^{15}$  kg magmy. Dla erupcji magm ryolitowych o gęstości  $2450 \text{ kg/m}^3$  odpowiada to objętości magmy (DRE) ponad  $410 \text{ km}^3$ , co daje objętość tefry ponad  $1000 \text{ km}^3$ ,  $VEI = 8$  i magnitudę  $M \geq 8$ . Styl i przebieg

supererupcji pod wieloma względami przypominają mniejsze, „zwykłe” erupcje. Główne różnice wiążą się ze skalą supererupcji i z ich konsekwencjami. Z uwagi na wielką ilość magmy, którą wyrzuca wulkan, następuje częściowe opróżnienie zbiornika magmy ulokowanego płytko, kilka kilometrów pod powierzchnią Ziemi. W efekcie strop komory magmowej ulega zapadnięciu, a na powierzchni tworzy się zapadlisko wulkaniczne, kaldera (Ryc. 1A). Rozmiary największych kalder sięgają 100 km. W głównej fazie erupcji magma w postaci tefry wyrzucana jest przez system pierścieniowych szczelin na obwodzie kaldery. Supererupcje są wydarzeniami krótkotrwałymi, czas ich trwania szacuje się na godziny, dni lub najwyżej tygodnie. Biorąc pod uwagę objętość produktów erupcji, oznacza to bardzo wysokie tempo erupcji

sięgające  $10^{11}$  kg magmy na sekundę. Wielkie ilości tefry wyrzucane w czasie supererupcji częściowo swobodnie osiadają na powierzchni Ziemi jako opad piroklastyczny, lecz w większości tworzą spływy piroklastyczne. Są to piroklastyczne prądy gęstościowe, które przypominają lawiny gorącego materiału rozprzestrzeniające się z prędkością nawet 200–300 km/h. Tracąc energię i stopniowo wyhamowując, spływ osadza materiał piroklastyczny na powierzchni Ziemi. Powstająca w ten sposób skała określana jest jako ignimbryt (Ryc. 1B). Supererupcje należą do największych zagrożeń naturalnych; powodują zniszczenia na olbrzymich obszarach, o wielkości kontynentu. Efekty klimatyczne związane z iniekcją dwutlenku siarki do stratosfery mają konsekwencje globalne, określane jako „zima wulkaniczna”, przez analogię do ‘zimy nuklearnej’ jako skutku globalnego konfliktu atomowego (STOTHERS i współaut. 1989, MILLER i WARK 2008 i prace tam cytowane).

MASON i współautorzy (2004) zebrali dane dotyczące 47 supererupcji rozpoznanych do 2004 r. Spośród nich zdecydowana większość, aż 42, miały miejsce stosunkowo



Ryc. 1A. Kaldera Toba (Sumatra), zdjęcia satelitarne.

Kaldera o rozmiarach ok.  $100 \times 30$  km powstała w wyniku supererupcji wulkanicznej 74 tys. lata temu i obecnie jest wypełniona przez wody jeziora (czarne na fotografii). Wyspa Samosir w centralnej części kaldery utworzyła się na skutek ponownego dopływu magmy do komory pod kalderą i wypiętrzenia dna kaldery. Źródło fotografii: NASA, Wikipedia.

Ryc 1B. Przykład osadów piroklastycznych supererupcji wulkanicznej.

W niższej części widoczne słabo warstwowane osady opadu piroklastycznego, a wyżej osady pumekowo-popiołowego spływu piroklastycznego (ignimbryty). Tufy Bishop pokazane na zdjęciu związane są z erupcją kaldery Long Valley, USA, ok. 700 tys. lat temu. Objętość erupcji szacowana jest na  $450 \text{ km}^3$  (DRE), a jej magnituda na 8.1–8.5 (MASON i współaut. 2004). Źródło fotografii: Wikipedia, fot. R.A. Bailey, USGS.

Ryc 1C. Pokrywy law bazaltowych w wielkiej prowincji magmowej Columbia River, USA.

W lawach na bliższym planie widoczny jest charakterystyczny cios kolumnowy powstający w czasie stygnięcia. Źródło fotografii: Wikipedia.

niedawno z geologicznego punktu widzenia, mniej niż 36 mln lat temu. Wiek najstarszych znanych sięga 454 mln lat. Niewielka liczba supererupcji rozpoznanych w starszych okresach geologicznych nie świadczy o szczególnie wielkiej częstości supererupcji w czasach bliższych współczesności, lecz wynika z niekompletności kopalnego zapisu skalnego. Np. w wyniku działania erozji obserwowane rozprzestrzenienie i miąższość tefry z dawnej supererupcji mogą być znacznie zredukowane, a w związku z tym wskaźniki skali erupcji będą zaniżone i nie będzie ona identyfikowana jako supererupcja.

Wybrane dane dotyczące 5 największych supererupcji z zestawienia Masona i współautorów zawiera Tabela 3. Na pierwszym miejscu rankingu lokuje się erupcja tufu Fish Canyon z kaldery La Garita w USA, która miała miejsce 27,8 mln lat temu. Zwraca uwagę druga na liście supererupcja Toba. Doszło do niej 74 tys. lata temu i stanowiła najsilniejszą erupcję wulkaniczną w okresie czwartorzędu. Kaldera Toba (Ryc. 1) należy do największych struktur tego typu na Ziemi. Z kolei najmłodszą znaną była supererupcja Oruanui wulkanu Taupo w Nowej Zelandii 26 500 lat temu. Była to stosunkowo niewielka supererupcja, która w zestawieniu Masona lokuje się na dość odległej, 32 pozycji pod względem rozmiarów (DRE 530 km<sup>3</sup>, M=8.1). Nie zmienia to faktu, że nawet ta „niewielka” supererupcja miała objętość ponad 10-cio krotnie większą od erupcji wulkanu Tambora z 1815 r.

Nowych danych dotyczących największych erupcji wulkanicznych dostarczyły badania tzw. wielkich prowincji magmowych

(ang. Large Igneous Provinces, LIP (BRYAN i współaut. 2010 i prace tam cytowane). Wielkie prowincje magmowe tworzą się stosunkowo rzadko, w skali globalnej co 10-20 mln lat. Znanych jest kilkadziesiąt tego typu prowincji, w większości wieku kenozoicznego lub mezozoicznego, rzadziej starszych. Ich cechą szczególną są wielkie nagromadzenia skał wulkanicznych pokrywających wielokilometrowymi warstwami obszary o wielkości (sub)kontynentu, o łącznych objętościach przekraczających często 1 mln km<sup>3</sup>. Do nagromadzenia wulkanitów budujących wielkie prowincje magmowe dochodzi w krótkim (geologicznie) czasie, rzędu kilku milionów lat. Oznacza to, że w czasie formowania się wielkich prowincji magmowych musi na ich obszarze dochodzić do licznych, często powtarzających się, wielkich erupcji wulkanicznych, wyrzucających jednorazowo setki i tysiące kilometrów sześciennych magmy.

W tradycyjnym ujęciu do wielkich prowincji magmowych zaliczane były przede wszystkim rozległe wystąpienia law bazaltowych, znane jako bazalty trapowe lub plateau bazalty (np. bazalty trapowe Dekanu w Indiach, trapy syberyjskie, i inne). Najmłodszą i zarazem najmniejszą wśród nich (łączna objętość law bazaltowych 0,234 mln km<sup>3</sup>) jest prowincja Columbia River w Ameryce Północnej, która tworzyła się między 17 a 6 mln lat temu. Wraz z postępem badań stwierdzono, że w wielkich prowincjach magmowych oprócz bazaltów występują także duże ilości innych skał wulkanicznych, bogatszych w krzemionkę niż bazalty. Obecnie wyróżnia się maficzne i felzytowe wielkie prowincje magmowe; głównym składnikiem pierwszych

Tabela 3. Zestawienie największych znanych supererupcji wulkanicznych (wg MASONA i współaut. 2004, zmieniona).

| Zespół skalny                   | Kaldera, rozmiary<br>w km | Wiek erupcji,<br>mln lat | Objętość magmy<br>(DRE), km <sup>3</sup> | Magnituda |
|---------------------------------|---------------------------|--------------------------|------------------------------------------|-----------|
| Fish Canyon Tuff, USA           | La Garita,<br>100 × 35    | 27.8                     | 4 500                                    | 9.1–9.2   |
| Younger Toba Tuff,<br>Indonezja | Toba,<br>100 × 30         | 0.074                    | 2 700                                    | 8.8       |
| Lund Tuff, USA                  | nieznana                  | 29                       | 2 500                                    | 8.8–9.0   |
| Huckleberry Ridge Tuff, USA     | Yellowstone,<br>100 × 50  | 2                        | 2 200                                    | 8.7–8.9   |
| Atana Ignimbrite, Chile         | La Pacana,<br>60 × 35     | 4                        | 1 600                                    | 8.6–8.8   |

Tabela 4. Zespoły skalne związane z największymi erupcjami wulkanicznymi na obszarach wielkich prowincji magmowych (wg BRYANA i współaut. 2010, zmieniona).

| Zespół skalny                           | Prowincja magmowa | Wiek erupcji, mln lat | Objętość magmy (DRE), km <sup>3</sup> | Magnituda |
|-----------------------------------------|-------------------|-----------------------|---------------------------------------|-----------|
| <b>ERUPCJE FELZYTOWE</b>                |                   |                       |                                       |           |
| Guarapuava-Tamarana/Sarusas             | Parana-Etendeka   | 132                   | 8 587                                 | 9.33      |
| Santa Maria/Fria                        | Parana-Etendeka   | ok. 132               | 7 808                                 | 9.29      |
| Guarapuava/Ventura                      | Parana-Etendeka   | 132                   | 7 571                                 | 9.28      |
| PAV-B-Caxias do Sul/Springbok           | Parana-Etendeka   | ok. 132               | 6 866                                 | 9.23      |
| PAV-F/Caxias do Sul/Grootberg           | Parana-Etendeka   | ok. 132               | 5 651                                 | 9.15      |
| <b>ERUPCJE BAZALTOWE</b>                |                   |                       |                                       |           |
| Mahabaleshwar-Rajahmundry Traps (Upper) | Dekan             | 64.8                  | 9 300                                 | 9.40      |
| McCoy Canyon flow                       | Columbia River    | 15.6                  | 4 278                                 | 9.06      |
| Umtanum flow                            | Columbia River    | ok. 15.6              | ok. 2 750                             | 8.87      |
| Sand Hollow flow                        | Columbia River    | 15.3                  | 2 660                                 | 8.86      |
| Pruit Draw flow                         | Columbia River    | 16.5                  | 2 350                                 | 8.80      |

z nich są bazalty, a w drugich dominują takie skały jak lityty, dacyty i ryolity.

Identyfikacja produktów pojedynczej erupcji wśród serii wulkanicznych wielkich prowincji magmowych oraz określenie rozmiarów tych erupcji sprawiają szczególne trudności. Przyczynia się do tego wielka grubość serii wulkanicznych złożonych z setek podobnych poziomów law lub ignimbrytów, ich wielkie rozprzestrzenienie (setki tysięcy km<sup>2</sup>) i wpływ młodszych procesów geologicznych, takich jak erozja i tektonika. Np. wielka prowincja magmowa Parana-Etendeka powstawała między 138 a 125 mln lat temu, gdy południowy Atlantyk jeszcze nie istniał a kontynenty afrykański i południowoamerykański łączyły się ze sobą. Obecnie skały wulkaniczne tej prowincji tworzą dwa segmenty rozdzielone przez Atlantyk i przesłedzenie pojedynczego horyzontu wulkanicznego wymaga precyzyjnej korelacji profili skalnych po przeciwnych stronach oceanu.

Wieloletnie badania pozwoliły w ostatnich latach określić bliżej, jak wyglądają produkty pojedynczych erupcji w obrębie wielkich prowincji magmowych. Udokumentowano 14 zespołów skał felzytowych o objętościach (DRE) powyżej 1500 km<sup>3</sup> i 11 zespołów law bazaltowych o objętościach ponad 1200 km<sup>3</sup>. Każdy z tych zespołów związany jest z erupcją wulkaniczną o magnitudzie co najmniej 8.5. Dane dla bazaltów pochodzą głównie z prowincji Columbia River i

częściowo z Dekanu, a dla skał felzytowych z prowincji Parana-Etendeka (Tabela 4). Podobnych wystąpień można spodziewać się w innych wielkich prowincjach magmowych, lecz konieczne są dalsze szczegółowe badania. Aktualnym rekordzistą wśród erupcji bazaltowych jest zespół trapów Mahabaleshwar-Rajahmundry na Dekanie, a wśród ignimbrytów felzytowych pokrywa Guarapuava-Tamarana/Sarusas w prowincji Parana-Etendeka. Ich objętości są zbliżone i wynoszą po ok. 9 000 km<sup>3</sup>, co odpowiada erupcjom o magnitudach 9,3–9,4. Rozmiary tych erupcji dwukrotnie przekraczają objętość erupcji Fish Canyon Tuff (Tabela 3), uznawanej do niedawna za największą. Aktualnie spadła ona na 6 miejsce w rankingu erupcji felzytowych i na 7 miejsce w rankingu 'generalnym'.

Rozległe ignimbryty felzytowe stwierdzone w wielkich prowincjach magmowych wyróżniają się rozmiarami, lecz inne ich cechy są podobne, jak w przypadku ignimbrytów związanych z typowymi supererupcjami. Jedną z różnic wiąże się z kalderami, które są rzadko spotykane na obszarach wielkich prowincji magmowych. Może to być spowodowane m. in. usytuowaniem komór magmowych w głębszych partiach skorupy Ziemi. W efekcie erupcji powstają wówczas raczej rozległe, regionalne obniżenia powierzchni skorupy niż wyraźnie zdefiniowane kalderki.

Największe erupcje bazaltowe nie mają swoich odpowiedników poza wielkimi pro-

wincjami magmowymi. Od supererupcji felzytowych różnią się stylem, czasem trwania, intensywnością i charakterem produktów; różnice są na tyle istotne, że termin 'supererupcja' nie jest stosowany w odniesieniu do wielkich erupcji bazaltowych. Erupcje bazaltowe mają charakter szczelinowy, przy czym w danej fazie erupcji aktywne są tylko pewne segmenty systemów szczelin długich nawet na setki kilometrów. Styl erupcji odpowiada znanym współcześnie niewielkim erupcjom typu Stromboli (serie eksplozji wyrzucających bomby wulkaniczne i mniejsze fragmenty piroklastyczne) i typu hawajskiego („fontanny lawowe”). Tempo efuzji sięga  $10^4$  kg/s i jest o kilka rzędów wielkości mniejsze

niż w przypadku supererupcji felzytowych. Przy podobnej objętości wyrzuconej magmy, erupcje bazaltowe muszą więc trwać znacznie dłużej, kilka do kilkudziesięciu lat. Lawa wypływająca ze szczelin w tych stosunkowo długich przedziałach czasu niekiedy tworzy pojedyncze, długie potoki, ale najbardziej typowe są pola lawowe rozciągające się nawet na setki kilometrów, złożone z licznych mniejszych potoków lawy (Ryc. 1C). Wielkie erupcje bazaltowe emitują też do atmosfery znaczne ilości gazów, większe niż supererupcje felzytowe. Może to wywoływać silne zmiany klimatyczne i przyczyniać się do inicjacji epizodów masowego wymierania (RAM-PINO i SELF 2000).

## PODSUMOWANIE

Jedną z najsilniejszych erupcji w okresie ostatnich kilku tysięcy lat była erupcja eksplozyjna wulkanu Tambora w Indonezji w 1815 r. Erupcja ta wyrzuciła na powierzchnię Ziemi ok.  $50 \text{ km}^3$  magmy, co miało katastrofalne skutki w postaci zniszczeń na rozległym obszarze i tysięcy ofiar śmiertelnych. Jednak tą i inne erupcje znane z czasów historycznych należy uznać za jedynie skromne próbki możliwości natury. Supererupcja wulkanu Toba 74 tys. lata temu osiągnęła objętość  $2\,700 \text{ km}^3$  magmy. Erupcje o jeszcze większych rozmiarach rozpoznane zostały na obszarach tzw. wielkich prowincji magmowych. Rekordzistą wśród erupcji eksplozywnych jest erupcja ignimbrytu Guarapuava-Tamarana/Sarusas w prowincji Parana-Etendeka, która zdarzyła się 132 mln lat temu i osiągnęła objętość  $8\,587 \text{ km}^3$ . Wśród erupcji efuzyjnych rekord należy to trapów bazaltowych Mahabaleshwar-Rajahmundry na Dekanie, które reprezentują wylew lawy o wieku 64.8 mln lat i objętości  $9\,300 \text{ km}^3$ . Te wielkoskalowe erupcje były niemal 200 razy silniejsze, niż wybuch wulkanu Tambora.

Największe rozpoznane erupcje law bazaltowych i felzytowych, bogatych w krzemionkę, osiągają podobne rozmiary, rzędu niemal  $10\,000 \text{ km}^3$ . Takie rozmiary mogą być zbliżone do górnej granicy objętości erupcji

możliwych na Ziemi. Skład magmy nie stanowi bariery ograniczającej wielkość erupcji. Ograniczenia mogą raczej wynikać z mechanicznych właściwości litosfery Ziemi, takich jak grubość skorupy, własności mechaniczne skał, i możliwość tworzenia się w skorupie odpowiednio dużych zbiorników magmy (BRYAN i współaut. 2010).

Wielkie erupcje wulkaniczne, takie jak supererupcje, stanowią realne zagrożenie naturalne, z którym musi liczyć się współczesna cywilizacja ludzka. Chociaż największe erupcje zdarzają się stosunkowo rzadko, średnio co kilkadziesiąt tysięcy lat, to prawdopodobieństwo wystąpienia takich erupcji w nadchodzących dekadach czy wiekach jest znacząco różne od zera. Zagrożenia związane z największymi erupcjami, w tym możliwe globalne zmiany klimatyczne i katastrofalne skutki dla biosfery sprawiają, że problemy dotyczące wielkoskalowych erupcji budzą żywe zainteresowanie. Aktualne badania ukierunkowane są m. in. na lepsze zrozumienie procesów powstawania wielkich ilości magmy, przebiegu transportu magmy w litosferze, oraz zjawisk erupcyjnych na powierzchni. Poznanie natury tych podstawowych procesów jest niezbędne dla realnego prognozowania i przewidywania wielkich erupcji wulkanicznych.

## NAJWIĘKSZE ERUPCJE WULKANICZNE NA ZIEMI

### Streszczenie

Do najważniejszych wskaźników umożliwiających określanie rozmiarów erupcji wulkanicznych

należą: ilość materiału piroklastycznego wyrzuconego w czasie erupcji (objętość tefry); objętość magmy

– objętość produktów erupcji z pominięciem ich porowatości (ang. Dense Rock Equivalent, DRE); oraz magnituda,  $M$  – definiowana jako logarytm dziesiętny z masy magmy minus 7. Objętość tefry jest podstawą skali eksplozywności wulkanicznej (ang. Volcanic Explosivity Index, VEI), w której najsłabsze erupcje ( $VEI=0$ ), wyrzucają  $<10^3 \text{ km}^3$  tefry, a najsilniejsze ( $VEI=8$ ) odpowiadają wyrzutowi  $>10^3 \text{ km}^3$  tefry. Wybuch wulkanu Tambora na Sumatrze w 1815 r. (objętość tefry  $=160 \text{ km}^3$ ,  $VEI=7$ ,  $DRE=50 \text{ km}^3$ ,  $M=7.3$ ) stanowił najsilniejszą erupcję eksplozywną w czasach historycznych. Największe historyczne wylewy lawy miały miejsce na Islandii, np. ze szczeliny Łaki w 1783 r. ( $DRE=15 \text{ km}^3$ ,  $M=6.5$ ). Te niemal współczesne erupcje stanowiły skromną próbkę możliwości natury. Ludzkość nie doświadczyła dotąd największych możliwych erupcji, które powodują zniszczenia tere-

nów o rozmiarach kontynentu i globalne zmiany klimatyczne. Supererupcje kalder La Garita w USA 28 mln lat temu ( $DRE=4500 \text{ km}^3$ ,  $M=9.2$ ) oraz Toba na Sumatrze 74 tys. lata temu ( $DRE=2700 \text{ km}^3$ ,  $M=8.8$ ) były, odpowiednio, 90 i 54 razy silniejsze od erupcji Tambora. Ostatnio udokumentowano ślady jeszcze potężniejszych erupcji na obszarach tzw. wielkich prowincji magmowych. Na Dekanie stwierdzono największe wylewy lawy ( $DRE=9300 \text{ km}^3$ ,  $M=9.4$ ) o wieku 64.8 mln lat, a w prowincji Parana-Etendeka rozpoznano największe ignimbryty, produkty wielkich erupcji eksplozywnych ( $DRE$  do  $8587 \text{ km}^3$ ,  $M$  do 9.3) o wieku 132 mln lat. Erupcje o takiej skali zbliżają się zapewne do największych możliwych na naszej planecie, co uwarunkowane jest możliwością rozwoju odpowiednio dużych zbiorników magmy w skorupie Ziemi.

## THE LARGEST VOLCANIC ERUPTIONS ON EARTH

### Summary

The most important indices of volcanic eruption size include: erupted pyroclastic material volume (tephra volume); magma volume – the volume of eruptive products excluding their porosity (Dense Rock Equivalent, DRE); and the magnitude,  $M$  – defined as the common logarithm of erupted magma mass minus 7. The tephra volume is the basis of the Volcanic Explosivity Index (VEI) scale. The weakest eruptions ( $VEI=0$ ) produce  $<10^3 \text{ km}^3$  of tephra, whereas the strongest ( $VEI=8$ ) erupt  $>10^3 \text{ km}^3$  of tephra. Eruption of Tambora in 1815 (tephra volume  $=160 \text{ km}^3$ ,  $VEI=7$ ,  $DRE=50 \text{ km}^3$ ,  $M=7.3$ ) was the strongest explosive eruption in historical times. The largest historical lava effusions occurred on Iceland, e.g. from the Laki fissure in 1783 ( $DRE=15 \text{ km}^3$ ,  $M=6.5$ ). These almost recent eruptions were only modest samples of nature's powers. Mankind has not yet wit-

nessed the largest possible eruptive events, which devastate continent-sized terrains and result in global climatic changes. Supereruptions of La Garita caldera, Colorado, USA, at 28 Ma ( $DRE=4500 \text{ km}^3$ ,  $M=9.2$ ) and Toba, Sumatra, at 74 ka ( $DRE=2700 \text{ km}^3$ ,  $M=8.8$ ) were 90 and 50 times, respectively, stronger than Tambora. Products of even more powerful eruptions were recently recognized in areas of so called Large Igneous Provinces (LIPs). Largest lava effusions ( $DRE=9300 \text{ km}^3$ ,  $M=9.4$ ) dated at 64.8 Ma were recognized at Deccan, and largest ignimbrites (deposits of giant explosive eruptions), dated at 132 Ma, were identified at the Parana-Etendeka province. Eruptions of that size approach the limit of largest eruptions possible on our planet, which is probably determined by the ability of formation of crustal magma reservoirs large enough.

### LITERATURA

- BRYAN S. E., PEATE U. I., PEATE D. W., SELF S., JERRAM D. A., MAWBY M. R., MARSH J. S., MILLER J. A., 2010. *The largest volcanic eruptions on Earth*. Earth-Science Rev. 102, 207–229.
- MASON B. G., PYLE D. M., OPPENHEIMER C., 2004. *The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth*. Bull. Volcanol. 66, 735–748.
- MILLER C. F., WARK D. A., 2008. *Supervolcanoes and their explosive supereruptions*. Elements 4, 11–16.
- NEWHALL C. G., SELF S., 1982. *The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism*. J. Geophys. Res. (Oceans and Atmospheres) 87, 1231–1238.
- PYLE D. M., 2000. *The sizes of volcanic eruptions*. [W:] *Encyclopedia of Volcanoes*. SIGURDSON H. (red.). Academic Press, 263–269.
- RAMPINO M. R., SELF S., 2000. *Volcanism and Biotic Extinctions* [W:] *Encyclopedia of Volcanoes*. SIGURDSON H. (red.). Academic Press, 1083–1091.
- SCHMINCKE H.-U., 2004. *Volcanism*. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York.
- STOTHERS R. B., RAMPINO M. R., SELF S., WOLFF J. A., 1989. *Volcanic Winter? Climatic Effects of the Largest Volcanic Eruptions*. [W:] *Volcanic Hazards. Assessment and Monitoring*. LATTER J. H. (red.). Springer-Verlag, 3–9.