

Prowincje magmowe i skutki ich powstawania

Izabela Przednowek

*Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Instytut Oceanografii
E-mail: izabela.przednowek@gmail.com*

Tutor: dr Ewa Szymczak

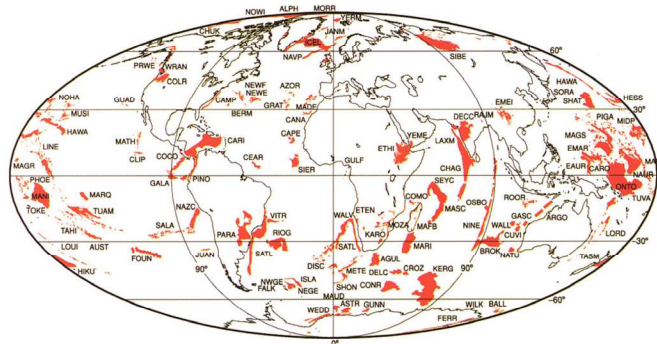
*Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza*

Słowa kluczowe – *provincje magmowe, globalne ocieplenie, hotspoty, wulkanizm*

Charakterystyka dużych prowincji magmatycznych

Duże prowincje magmowe (DPM) (ang. Large Ingenous Province LIP) to masywne zgrubienia litosfery, które powstały w epizodach generowania olbrzymich ilości magmy. Zbudowane są głównie ze skał maficznych o składzie bazaltów bogatych w takie pierwiastki jak żelazo oraz magnez (Coffin i Eldholm, 2005; Coffin i in., 2006), choć zdarzają się także skały bardziej nasycone krzemionką.

DPM występują licznie na całej powierzchni Ziemi (Ryc. 1). Prowincje magmowe powstawały zarówno w obrębie skorupy kontynentalnej, jak i oceanicznej. Co ciekawe, powstające prowincje zwiększały jej grubość aż o 20 km. Bardzo często prowincje magmowe mają kształt dwuwypukłej soczewki. Jej powstanie jest związane z wylewami lawowymi na powierzchni skorupy oraz podklejaniem skorupy przez magmę od spodu (Coffin i Eldholm, 2005; Coffin i in., 2006).

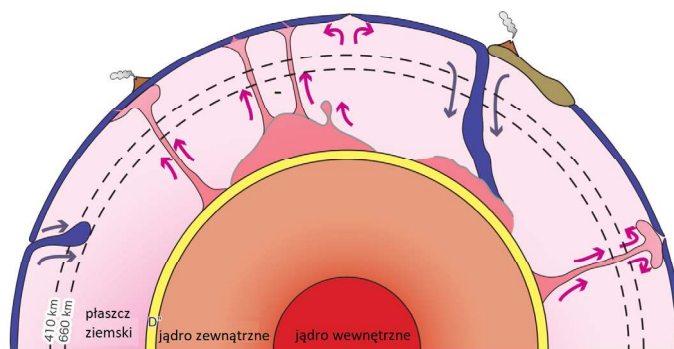


Ryc. 1. Występowanie dużych prowincji magmowej na kuli ziemskiej (źródło: Coffin i Eldholm, 2005)

Z uwagi na to, że prowincje magmowe występują na płytach kontynentalnych i oceanicznych, w obrębie granic przesuwających czy też na grzbietach, wyróżnia się ich sześć typów (Coffin i Eldholm, 2005):

- kontynentalne oraz oceaniczne bazalty wylewne tworzące wielokilometrowe wybrzuszenia w litosferze najintensywniej badany typ prowincji magmowych,
- płaskowyże oceaniczne w formie dużych wzniesień, zazwyczaj oddalone od kontynentów, mogące lokalnie wystawać ponad powierzchnię wody jako wyspy,
- góry podmorskie, lokalne wzniesienia na skorupie oceanicznej, ułożone liniowo bądź chaotycznie,
- grzbiety oceaniczne, które strukturą są bardzo podobne do gór podmorskich, jednak w przeciwieństwie do gór charakteryzują się liniowością oraz stromymi stokami,
- brzegi wulkaniczne powstające w procesie ryftowania kontynentów, posiadające liniową strukturę.

Jak wygląda mechanizm prowadzący do powstania dużych prowincji magmowych? Naukowcy rozwinęli kilka hipotez na ten temat, jednak najczęściej przyjmowaną jest teoria pióropuszy płaszcz (Campbell, 2005). Tłumaczy ona, że występujące w płaszczu Ziemi prądy konwekcyjne, których zadaniem jest wynoszenie gorącej materii płaszczu wyżej aż do warstwy litosfery tworzą plamy gorąca – hot spoty, które z kolei przejawiają się bardzo intensywnym wulkanizmem na powierzchni Ziemi (Ryc. 2.). Pióropusz, który wędruje od granicy jądra i płaszczu ziemskiego aż do dolnej granicy warstwy litosfery, składa się z głowy - pióropusza o dużej średnicy oraz wąskiego ogona. Głowa stale zasilana przez ogon, z racji swojej wysokiej temperatury, jest lżejsza od otaczającej ją masy, w związku z czym jest wypychana ku górze, wraz z ciągnącym się za nią gorącym strumieniem (ogonem) (Campbell, 2005).



Ryc. 2. Mechanizm powstawania pióropuszy płaszczu oraz dużych prowincji magmowych. (źródło: Coffin i in., 2006)

Aktywność magmowa DPM

Duże prowincje magmowe powstawały podczas całej historii geologicznej Ziemi. Ich cechą szczególną są bardzo duże nagromadzenia skał wulkanicznych o łącznej objętości przekraczającej często 1 mln km³. Wielkie prowincje magmowe powstawały w krótkim (geologicznie) czasie, rzędu kilku milionów lat (Awdakiewicz, 2011). Oznacza to, że w czasie formowania się wielkich prowincji magmowych na ich obszarze dochodziło do licznych, często powtarzających się, wielkich erupcji wulkanicznych, w czasie których generowane były olbrzymie ilości magmy.

Najmłodsza prowincja Afar, zlokalizowana we wschodniej Afryce, liczy około 30 mln lat, natomiast najstarsze – Isua w południowo zachodniej Grenlandii oraz kraton Pilbara we wschodniej części Australii datowane są na około 3,8 – 3,6 miliardów lat (Nutman i in., 1997; Hofmann i in., 1997; Coffin i Eldholm, 2005; Coffin i in., 2006; Djokic i in., 2017).

Z szeroko zakrojonych badań geochronologicznych dowiadujemy się, że najwięcej prowincji magmowych powstało w okresie pomiędzy 150 a 50 milionów lat temu, podczas gdy zaledwie kilka takich prowincji uformowało się w przeciągu ostatnich 50 milionów lat (Coffin i Eldholm, 2005; Coffin i in., 2006). Ta epizodyczność jest potwierdzona wysokim wskaźnikiem spreadingu dna morskiego w tym czasie, a zwłaszcza podczas normalnego superchonu kredowego (okres kiedy pole elektromagnetyczne Ziemi nie było odwrócone) czyli ~120 - ~80 milionów lat temu (Coffin i Eldholm, 2005; Coffin i in., 2006).

Prowincje magmowe a środowisko

Wiele dowodów wskazuje na to, że powstawanie wielkich prowincji magmowych zbiega się w czasie z masowym wymieraniem na Ziemi czy powstawaniem największych pustyni beztlenowych w oceanach (Coffin i Eldholm, 2005; Kerr, 2005; Wignall, 2005; Coffin i in., 2006). Przykładem może być powstanie trapu syberyjskiego oraz wielkie wymieranie permskie, które zaliczane jest do największych dotąd poznanych wymierań w historii Ziemi (Coffin i in., 2006). Czy wobec tego okres wzmożonej aktywności magmatycznej miał związek, bądź wpływ na globalne zmiany środowiskowe na Ziemi.

Erupcje dużych prowincji magmatycznych niosą za sobą bardzo rozległe skutki obejmujące zmiany klimatu oraz środowiska morskiego (Coffin i Eldholm, 2005; Kerr, 2005; Wignall, 2005; Coffin i in., 2006).

Wśród najważniejszych należy wymienić:

- gwałtowne ocieplenie klimatu,
- powstawanie pustyni beztlenowych w oceanach,
- kalcyfikacja,
- masowe wymieranie organizmów,
- uwolnienie dużych pokładów metanu.

Erupcjom dużych prowincji magmowych towarzyszyło uwalnianie się lotnych związków dwutlenku węgla, siarki, chloru czy fluoru (Coffin i Eldholm, 2005; Kerr, 2005; Wignall, 2005; Coffin i in., 2006). Biorąc pod uwagę negatywne skutki wywołane aktywnością DPM, duże znaczenie ma szerokość geograficzna na której się uformowały. W wysokich szerokościach geograficznych (na przykład Wyniesienie Kergueleńskie) tropopauza (strefa przejściowa pomiędzy troposferą a stratosferą) ma mniejszą grubość niż w niższych szerokościach geograficznych, co sprzyja zwiększonemu przepływowi SO₂ i innych lotnych związków uwalnianych podczas erupcji DPM do stratosfery. Kwas siarkowy, który tworzy się w stratosferze pozostaje w niej o wiele dłużej oraz rozprzestrzenia się na większe odległości niż gdyby pozostał w troposferze (Coffin i Eldholm, 2005; Kerr, 2005; Wignall, 2005; Coffin i in., 2006).

Erupcje wulkaniczne przyczyniają się do zwiększenia zawartości dwutlenku węgla w atmosferze, co niesie za sobą poważne skutki dla wód oceanicznych, a co za tym idzie organizmów w nich żyjących (Coffin i Eldholm, 2005; Kerr, 2005; Wignall, 2005; Coffin i in., 2006). Jednym z głównych skutków zwiększonego stężenia dwutlenku węgla w atmosferze jest globalne ocieplenie klimatu, co kolejno przekłada się na spadek pH w wodach powierzchniowych, a więc kryzys kalcyfikacyjny (Kerr, 2005; Wignall, 2005). Globalne ocieplenie prowadzi również do bardzo niskiego stężenia tlenu rozpuszczonego w wodzie, bądź do jego całkowitego niedoboru czyli anoksji. Obecnie poziom tlenu rozpuszczonego we wszechoceanie to 5–6 ml/l wody. W momencie gdy poziom ten spada do 1 ml/l, można mówić o niekorzystnych warunkach do rozwoju oraz przeżywalności organizmów morskich (Kerr, 2005; Wignall, 2005).

Biorąc pod uwagę powyższe, należy zapytać, w jaki sposób globalne ocieplenie spowodowane erupcjami DPM prowadzi do warunków beztlenowych w oceanie? Po pierwsze wraz z globalnym ociepleniem wzrasta temperatura wód, a co za tym idzie spada rozpuszczalność tlenu, która jest o wiele większa w wodach zimniejszych. Po drugie, system cyrkulacji termohalinowej napędzany jest przede wszystkim przez różnicę temperatury wody pomiędzy równikiem a biegunami (Kerr, 2005; Wignall, 2005). System ten ulega spowolnieniu w momencie ogrzania się wód polarnych, które wówczas mają o wiele mniejszą gęstość oraz ciężar właściwy aniżeli wody zimne, a co za tym idzie przestają transportować tlen w głąb oceanu (Kerr, 2005; Wignall, 2005). Po trzecie, zwiększa się dostępność substancji biogenicznych z powodu zwiększonych opadów oraz spływów rzecznych. Zatem zwiększony przepływ substancji odżywczych do mórz bezsprzecznie przekłada się na zwiększenie produktywności biologicznej. Skutkuje to obniżeniem poziomu tlenu w wodzie morskiej w miarę rozpadu biomasy planktonu. Analogiczne zjawisko obserwowane jest obecnie, w wielu współczesnych morzach szelfowych zaopatrzonych w antropogeniczne „składniki odżywcze”, takie jak nawozy czy ścieki (Kerr, 2005; Wignall, 2005).

Podczas erupcji DPM do atmosfery emitowane są również fluorowce, które mogą uszkodzić warstwę ozonu, a więc zwiększyć promieniowania UV. O wzroście promieniowania UV bezpośrednio związanym z erupcjami DPM, mogą świadczyć zmutowane oraz zdeformowane zarodniki roślin oraz pyłki oznaczone pod koniec wymierania permskiego (Kerr, 2005; Wignall, 2005).

Wszystkie powyżej opisane skutki doprowadziły do masowego wyginięcia żywych organizmów zamieszkujących nie tylko oceany ale również obszary lądowe.

Podsumowując, duże erupcje wulkaniczne są początkiem lawiny zdarzeń, które na początku mają łagodny przebieg. Początkowo niewielkie zmiany wywołują kolejne, o coraz to większym zasięgu i negatywnym skutku, doprowadzając w konsekwencji do katastrof naturalnych. Negatywne skutki związane ztywnością dużych prowincji magmowych, w tym największe wymieranie organizmów żywych na Ziemi, związane są z ogólnym okresem niepokoju, jaki towarzyszył przełomowym etapom ewolucyjnym naszej planety (powstawanie nowych domen oceanicznych, kolizje kontynentów).

Literatura

- Awdakiewicz M., 2011. Największe erupcje wulkaniczne na Ziemi. *Kosmos*, nr 3–4, 227–234.
- Campbell, I. H., 2005. Large igneous provinces and the mantle plume hypothesis. *Elements*, 1(5), 265–269.
- Coffin, M. F., & Eldholm, O., 2005. Large igneous provinces. *Encyclopedia of Geology*, 315–323.
- Coffin, M. F., Duncan, R. A., Eldholm, O. L. A. V., Fitton, J. G., Frey, F. A., Larsen, H. C., & Wallace, P. J., 2006. Large igneous provinces and scientific ocean drilling: Status quo and a look ahead. *Oceanography*, 19(4), 150–160.
- Djokic, T., Van Kranendonk, M. J., Campbell, K. A., Walter, M. R., & Ward, C. R. (2017). Earliest signs of life on land preserved in ca. 3.5 Ga hot spring deposits. *Nature communications*, 8, 15263.
- Hofmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., & Pik, R. (1997). Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature*, 389(6653), 838.
- Kerr, A. C., 2005. Oceanic LIPs: the kiss of death. *Elements*, 1(5), 289–292.
- Nutman, A. P., Bennett, V. C., Friend, C. R., & Rosing, M. T. (1997). ~ 3710 and ≥ 3790 Ma volcanic sequences in the Isua (Greenland) supracrustal belt; structural and Nd isotope implications. *Chemical Geology*, 141(3–4), 271–287.
- Wignall, P., 2005. The link between large igneous province eruptions and mass extinctions. *Elements*, 1(5), 293–297.

Notka o Autorce

Absolwentka studiów II stopnia, kierunek Oceanografia, specjalność Biologia morza. Jej zainteresowania koncentrują się wokół zagadnień związanych z ratowaniem i odbudową ekosystemów morskich oraz funkcjonowaniem ekosystemów polarnych. Ponadto interesuje się również powodowym wulkanizmem, jego aktywnością i skutkami dla środowiska. Jej jedną z dużych pasji jest nurkowanie.