

# Wielkie zmiany ekosystemu globalnego

Antoni HOFFMAN

Metodologiczną podstawą nowoczesnej geologii jest reguła aktualizmu, którą streszcza hasło sformułowane pod koniec XIX wieku przez Jamesa Huttona: „Teraźniejszość jest kluczem do przeszłości”. To znaczy, że rekonstrukcji przeszłości geologicznej, tj. dawnych i najdawniejszych dziejów naszej planety, dokonać można tylko w oparciu o znajomość i zrozumienie procesów zachodzących współcześnie. I to na wszystkich poziomach – od drobnoskalowych procesów powierzchniowych (takich jak erozja koryta rzeki czy powstawanie wydmy piaszczystych) do interakcji podstawowych składników ekosystemu globalnego (tj. litosfery, oceanu, atmosfery i biosfery).

Bardzo często wyciąga się stąd wniosek, że ekosystem globalny zawsze – a przynajmniej od czasu, kiedy biosfera osiągnęła już takie rozmiary że stała się w tym systemie elementem istotnym – działa i wygląda w zasadzie tak samo.

Tak nie jest – w bardzo wielu przypadkach geologia może to już dzisiaj wykazać. Do najbardziej spektakularnych przykładów należą wydarzenia na przełomie ery paleozoicznej i mezozoicznej, tj. około 250 milionów lat temu. Miało wówczas miejsce najdramatyczniejsze w dziejach Ziemi i biosfery wielkie wymieranie gatunków. Szacuje się, że wymarło wtedy – w przeciągu zapewne nie więcej niż miliona lat – 80–95% wszystkich gatunków zwierząt morskich. Równocześnie zaś nastąpiła zasadnicza zmiana oceanograficzna. Widać to bardzo wyraźnie w zapisie składu izotopowego dwutlenku węgla rozpuszczonego w wodzie morskiej.

Pierwiastek węgiel występuje w przyrodzie w dwóch stabilnych (niepromieniotwórczych) odmianach izotopowych. Otóż na przełomie ery paleozoicznej i mezozoicznej proporcje tych dwóch izotopów w oceanie drastycznie się zmieniły w sposób, który dowodzi, że miało wówczas miejsce utlenienie wielkich mas węgla organicznego i rozpuszczenie powstałego w efekcie dwutlenku węgla w oceanie. Co więcej, można obliczyć, jak dużo materii organicznej zostało wtedy utlenione. Okazuje się, że masa owej materii organicznej niemal o dwa rzędy wielkości przekracza masę całej współczesnej biosfery. A utlenienie jej nastąpiło bardzo szybko – w przeciągu dziesiątków tysięcy (a nie setek tysięcy czy milionów) lat.

Skąd wzięło się tak dużo materii organicznej podatnej na szybkie utlenianie? Z rozmaitych powodów najbardziej prawdopodobne wydaje się, że z dna oceanu. Tym bardziej że analogiczny proces (choć może powolniejszy) miał też miejsce na przełomie ery proterozoicznej i paleozoicznej, niemal 600 milionów lat temu, gdy życia na lądzie jeszcze nie było i materia organiczna po prostu musiała pochodzić z oceanu.

W takim jednak razie ocean musiał wówczas wyglądać zupełnie inaczej niż współcześnie. W dzisiejszym bowiem oceanie nie może się nagromadzić tyle materii organicznej. Z wyjątkiem niewielkich lokalnych basenów (takich jak na przykład Morze Czarne czy najgłębsze rowy oceaniczne) prądy głębinowe wszędzie doprowadzają tlen. Jeśli zatem pod koniec ery paleozoicznej, a wcześniej pod koniec ery proterozoicznej, w oceanie nagromadziły się (i nie utleniły się) wielkie masy materii organicznej, to nie mogły wówczas działać takie prądy.

Wbrew pozorom jest to różnica o kolosalnych wręcz konsekwencjach. Ocean pozbawiony prądów głębinowych to ocean żyzniejszy, bo pozwalający na powrót kluczowych dla fitoplanktonu pierwiastków – azotu i fosforu – do obiegu. To zatem ocean, w którym biosfera znajduje o wiele lepsze warunki do rozwoju. I to cała biosfera – zarówno organizmy żyjące w warunkach utleniających (tj. producenci materii organicznej

## Ziemia – żywa planeta.

Władysław J. H.

Kunicki-Goldfinger

Nazywanie Ziemi żywą planetą jest chyba w pełni słuszne. Żywe organizmy pojawiły się na Ziemi pewno ponad 3,8 miliarda lat temu. Ponieważ wiek Ziemi szacuje się na około 4,6 miliarda lat, zatem przez ponad 4/5 czasu jej trwania była ona zamieszkała przez żywe istoty. Pierwsze organizmy zasiedlające Ziemię były istotami bakteriopodobnymi, jak świadczą o tym ich zidentyfikowane skamieliny. Wszystko wskazuje na to, że bakterie były jedynymi mieszkańcami Ziemi przez około 2 miliardy lat. Dopiero potem pojawiły się jednokomórkowe organizmy bardziej skomplikowane, jak glony, pierwotniaki, grzyby. A zaledwie od około miliarda lat żyją na Ziemi tkankowce.

Choć blisko połowa okresu trwania życia przypada na rozwój świata bakteryjnego, ówczesna biosfera była w pełni sprawnym systemem. Przypuszczalnie bardzo wcześnie pojawiły się wśród bakterii autotrofy, zdolne do odżywiania się dwutlenkiem węgla i solami mineralnymi. Wykorzystywały przy tym energię pochodzącą z utleniania wodoru lub związków siarki, azotu, żelaza, a również energię promienistą Słońca. Przeszło 2 miliardy lat temu bakterie, zapewne podobne do dziś żyjących sinic, uzyskały zdolność do takiej fotosyntezy, jaką spotykamy teraz u roślin: redukcji dwutlenku węgla na związek organiczny (cukier) za pomocą zielonego barwnika, chlorofilu. Chlorofil, ulegając przy tym utlenieniu, jest ponownie redukowany, przy wykorzystaniu jako reduktora wody, w którym to procesie uwalnia się tlen cząsteczkowy. Musimy pamiętać, że uprzednio atmosfera mogła zawierać jedynie ślady tlenu. Był on wtedy tworzony wyłącznie w trakcie fotolizy wody przez promienie ultrafioletowe. Tak powstający tlen był natychmiast zużywany na utlenianie zredukowanych składników skał magmowych, a jeśli stężenie jego tylko nieco wzrosło (do około 1/1000 obecnego stężenia), powstawała wokół Ziemi warstwa ozonu, wstrzymująca dopływ promieniowania ultrafioletowego,

a w konsekwencji hamująca fotolizę wody i powstawanie tlenu. Tlen atmosfery jest więc w całości tworem życia.

Bilans azotu w atmosferze, wodach i glebie wynika również wyłącznie z działalności organizmów, głównie bakterii: jedne z nich utleniają amoniak na azotany, inne redukują azotany do azotu cząsteczkowego, wreszcie jeszcze inne wiążą azot cząsteczkowy, budując aminokwasy. Dawna biosfera bakteryjna zapewniała krążenie pierwiastków biogennych (węgla, azotu, siarki, fosforu). Pierwsze bakterie, żyjąc w środowisku pozbawionym tlenu, oddychały tylko beztlenowo, w procesach przypominających fermentację. Niektóre z nich uzyskiwały również możliwość oddychania zastępując tlen utlenionymi związkami mineralnymi; siarczany ulegały przy tym redukcji na siarczki, a azotany – na azot cząsteczkowy. Krążenie węgla zapewniały autotrofy, przetwarzające dwutlenek węgla na związki organiczne, oraz bakterie cudzożywne, rozkładające związki organiczne z powrotem na m.in. dwutlenek węgla. Krążenie azotu wynikało z wbudowywania amoniaku i azotu cząsteczkowego w związki organiczne, przede wszystkim w białka, oraz z rozkładu tych związków przez bakterie z powrotnym uwalnianiem amoniaku. Uczestniczyły w tym procesy redukcji azotanów, utleniania amoniaku i wiązania azotu cząsteczkowego. Krążenie siarki wiązało się z budowaniem aminokwasów siarkowych z siarczanów i siarczków, z ponownym uwalnianiem siarkowodoru przy rozpadzie związków organicznych, a też z redukcji siarczanów oraz utleniania siarkowodoru. Ostatecznie, istniejące w naturze pokłady saletry są niemal wyłącznie pochodzenia biologicznego. Podobnie liczne pokłady siarki, siarczków i siarczanów są wytworem bakterii. Bakterie, a potem w większym stopniu inne organizmy, powodowały odkładanie pokładów węglanów, fosforanów, krzemionki.

Powierzchniowe warstwy kuli ziemskiej są więc współtworzone przez żywe istoty. Obecna atmosfera jest tworem życia, to ono zapewnia obecność tlenu, reguluje zawartość azotu i dwutlenku węgla. Tlen nie tylko umożliwia oddychanie tlenowe, bez którego nie byłoby roślin i zwierząt, ale zapewnia także utrzymanie osłony ozonowej, chroniącej życie przed szkodliwym działaniem ultrafioletu. Uwalniany przez organizmy dwutlenek

i jej konsumenci), jak i organizmy bakteryjne przystosowane do warunków beztlenowych (tj. redukcenci materii organicznej). Co więcej, taki ocean to ocean wyraźnie cieplejszy, a zatem bardziej parujący. Wzbogacenie atmosfery w parę wodną prowadzi zaś równie skutecznie do powstania efektu cieplarnianego, jak to się dzieje w przypadku dwutlenku węgla. Atmosfera bogatsza jest też w tlen, póki nie zwiąże go późniejsze utlenienie nagromadzonego w oceanie węgla organicznego. Ciepły ocean pozwala również na wielką aktywność ryftów śródoceanicznych, z czym nieodłącznie powiązany jest globalny wzrost poziomu morza i zalanie części mas kontynentalnych. Po pewnym jednak czasie dynamika procesów geologicznych i oceanograficznych nieuchronnie prowadzi do takich wydarzeń, jak na przykład ery paleozoicznej i mezozoicznej, to znaczy do powstania oceanu chłodnego i ruchliwego. A taka zmiana oceanograficzna, klimatyczna i geograficzna łączyć się musi z wielkim wymieraniem gatunków.

Najwyraźniej więc w ekosystemie globalnym mówić można o bardzo poważnych fluktuacjach. W związku z wahaniami charakteru oceanu co pewien czas zasadniczo zmieniają się rozmiary biosfery, temperatura oceanu i klimat, globalny poziom morza, zawartość tlenu w atmosferze. I warto sobie zdać z tego sprawę, bo to jest nasze środowisko naturalne.

## Jak ważono Ziemię

Tomasz KWAST

W pierwszym odruchu każdy chyba uzna, że przy wyznaczaniu masy Ziemi nieuniknione będzie wykorzystanie prawa grawitacji, np. w wersji  $g = GM/R^2$ , gdzie  $g$  oznacza przyspieszenie ziemskie,  $G$  – stałą grawitacji,  $M$  – masę Ziemi,  $R$  – jej promień. Samo zmierzenie przyspieszenia ziemskiego nie przedstawia trudności. Robiono to kiedyś metodą zrzucania różnych ciężarków ze znanej wysokości, później badając okres wahań rozmaitych wahadeł, obecnie można to robić śledząc ruch Księżyca lub sztucznych satelitów. Ale dostrzegamy tu zaraz kłopot: nie daje się w ten sposób rozseparować stałej grawitacji  $G$  i masy Ziemi  $M$ . Trzeba znaleźć sposób na niezależne ich wyznaczenie.

Pierwsze próby, podjęte jeszcze w XVIII w., polegały na pomiarze odchylenia pionu w pobliżu gór, co, oczywiście, było tu miarą przyspieszenia grawitacyjnego ze strony góry. Wyznaczało się w rezultacie stałą grawitacji przyjmując jakiś rozkład masy wewnątrz góry. Niestety, wyniki tych doświadczeń były niezbyt dokładne, czemu nie należy się dziwić, ponieważ nie jest łatwo zmierzyć te naprawdę drobne odchylenia, jak również określić położenie środka masy góry.

Inna metoda została zastosowana przez Airy'ego w 1856 r. Polegała ona na porównaniu przyspieszenia  $g$  na powierzchni Ziemi oraz  $g'$  – na określonej głębokości  $h$  w kopalni. Jeżeli przez  $\bar{\rho}$  oznaczyć średnią gęstość Ziemi, a przez  $\rho$  gęstość jej warstw powierzchniowych, to

$$g' \approx G \frac{4\pi R^3 \bar{\rho} - 4\pi R^2 h \rho}{(R - h)^2} \approx \frac{4}{3} \pi G R \bar{\rho} \left( 1 - 3 \frac{h \rho}{R \bar{\rho}} + 2 \frac{h}{R} \right),$$

ponieważ warstwa leżąca wyżej niż obserwator nie działa na niego grawitacyjnie i  $h$  jest małe w porównaniu z  $R$ . Zatem

$$\frac{g' - g}{g} \approx \frac{h}{R} \left( 2 - 3 \frac{\rho}{\bar{\rho}} \right),$$

czyli ostatecznie mamy sposób na wyznaczenie średniej gęstości Ziemi. Dokładność tej metody też nie była wysoka z powodu słabej znajomości gęstości powierzchniowych warstw Ziemi.