

# Jak badamy głębokie wnętrze Ziemi?

\*Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki,  
Uniwersytet Warszawski

Marek GRAD\*

Naszym bezpośrednim badaniom dostępne są jedynie najbardziej zewnętrzne warstwy Ziemi. Doliny górskie odsłaniają skały do głębokości rzędu kilku kilometrów. Najgłębsze geologiczne odwierty badawcze sięgają niewiele głębiej niż 10 km. Informacji o skałach i minerałach budujących wnętrze Ziemi dostarczają nam ksenolity, czyli fragmenty skał porwane i wyniesione z głębi Ziemi w procesach wulkanicznych. Na ich podstawie petrologowie potrafią określić skład mineralny do głębokości kilkuset kilometrów. Promień Ziemi to 6371 km, czyli do środka naszego globu jeszcze bardzo daleka droga. Ze względu na ogromne ciśnienie i temperaturę osiągnącą około 5000°C trudno spodziewać się, że najgłębsze wnętrze będzie kiedykolwiek dostępne naszym bezpośrednim badaniom.



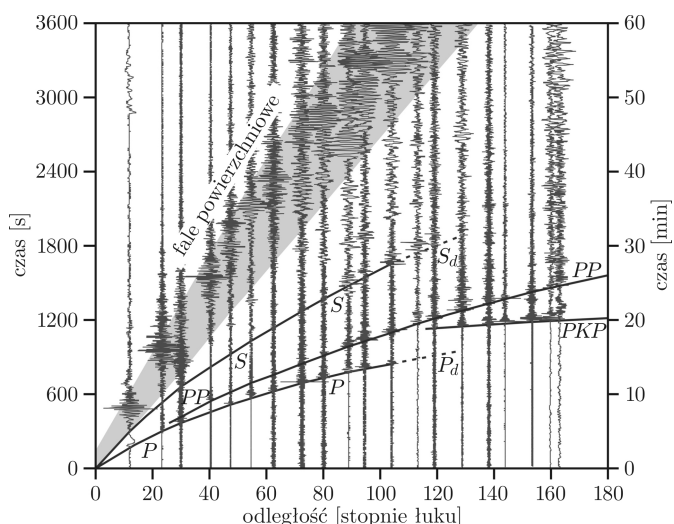
Jak zatem możemy poznać budowę głębokiego wnętrza Ziemi? Takich informacji dostarczają nam fale sejsmiczne generowane przez trzęsienia ziemi. Fale sejsmiczne są to fale sprężyste rozchodzące się w ośrodku sprężystym, a swą nazwę zawdzięczają temu, że są generowane przez wstrząsy, czyli  $\sigma\epsilon\sigma\mu\acute{o}\sigma$  (sejsmos, z greckiego). W ośrodku sprężystym (skalnym) mogą się rozchodzić dwa rodzaje objętościowych fal sprężystych (sejsmicznych): szybsze fale podłużne i wolniejsze fale poprzeczne. Fale podłużne są drganiami ośrodka zachodzącymi wzdłuż kierunku propagacji fali, podczas gdy w falach poprzecznych drgania ośrodka są prostopadłe do kierunku rozchodzenia się fali. Fale podłużne rejestrowane są jako pierwsze (łac. *primae*), a poprzeczne jako drugie (łac. *secundae*). Stąd też ich tradycyjne oznaczenia w sejsmologii – fale podłużne *P* i poprzeczne *S*. Ich prędkości wynoszą odpowiednio  $V_P$  i  $V_S$ , oznaczane czasem  $\alpha$  i  $\beta$ :

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

gdzie  $\lambda$  i  $\mu$  są współczynnikami sprężystości Lamégo, a  $\rho$  jest gęstością. W ośrodku skalnym zachodzi  $\lambda \approx \mu$ . Dla takiego przybliżenia mamy

$$V_P = \sqrt{3}V_S$$

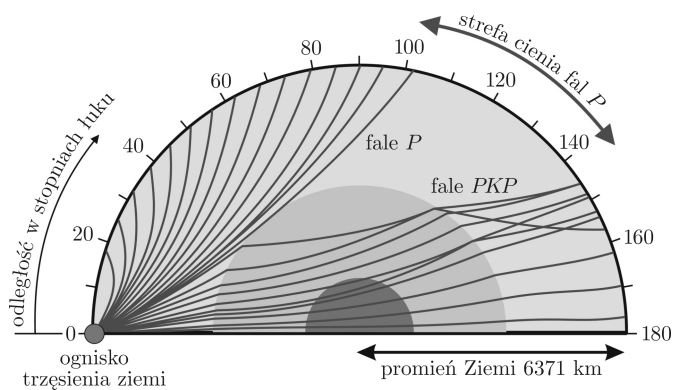
co oznacza, że fale *P* są około 1,73 razy szybsze niż fale *S*.



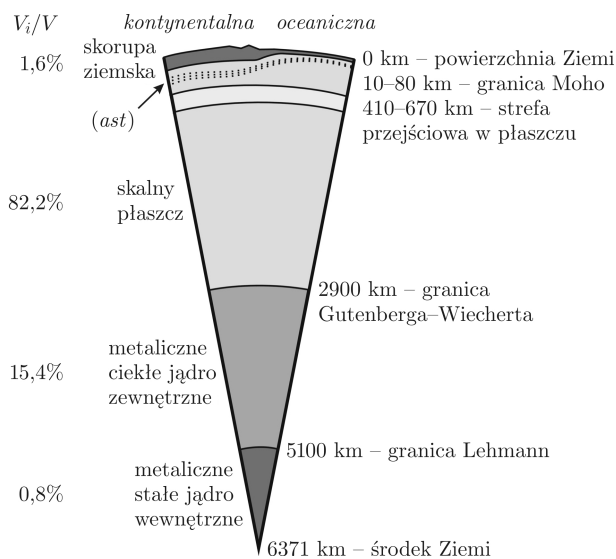
Rys. 1. Sejsmogramy dwudziestu trzęsień ziemi (które zaszły w różnych miejscach globu) zarejestrowanych przez szerokopasmowe sejsmografy sieci „13 BB star” w północnej Polsce. Sejsmogramy są uszeregowane według odległości od ogniska (w stopniach), a każdy przedstawia godzinny zapis (składowa pionowa) począwszy od momentu trzęsienia. Zaznaczono hodografy (czasy przybycia) fal objętościowych *P* i *S* (fale dyfrakcyjne  $P_d$  i  $S_d$ ), oraz fal powierzchniowych. Fale *PKP* są falami propagującymi się przez płaszcz (*P*), jądro (*K*, z niem. *Kern*) i ponownie przez płaszcz (*P*). Fale *PP* są falami odbitymi od powierzchni Ziemi.

Nałożenie się fal objętościowych *P* i *S* tworzy na powierzchni swobodnej dwa rodzaje fal powierzchniowych Rayleigha i Love’a, które są wolniejsze od fal poprzecznych. Fale powierzchniowe charakteryzują się dużymi amplitudami i zwykle powodują największe zniszczenia podczas trzęsień ziemi.

Generowane podczas bardzo silnych trzęsień ziemi fale sejsmiczne rozchodzą się we wnętrzu Ziemi i są rejestrowane przez stacje sejsmologiczne na całym świecie. Przykład sejsmogramów dla dwudziestu trzęsień ziemi zarejestrowanych przez sieć stacji Wydziału Fizyki UW „13 BB star” w północnej Polsce przedstawia rysunek 1. Są to zapisy sejsmografów szerokopasmowych, tzn. takich, które obejmują pełny zakres możliwych okresów fal sejsmicznych (praktycznie od 0,01 s do 100 s). Taki zakres pozwala jednocześnie rejestrować „krótkie” fale objętościowe i „długie” fale powierzchniowe. Sejsmogramy na rysunku 1 są uszeregowane według odległości od ogniska (w stopniach łuku), a każdy przedstawia godzinny zapis (składowa pionowa) począwszy od momentu trzęsienia. Dominującymi pod względem amplitudy są fale powierzchniowe. Charakteryzują się znaczną czasową rozciągłością zapisu,



Rys. 2. Promienie fal we wnętrzu Ziemi. Odległość od ogniska w stopniach łuku. Strefa cienia jest miejscem gdzie nie docierają fale podłużne odgięte przez jądro, w którym prędkość gwałtownie maleje do około 8 km/s.



Rys. 3. Schematyczny model budowy wnętrza Ziemi: skorupa ziemiska (kontynentalna i oceaniczna), ast – astenosfera („warstwa „słaba”) w odróżnieniu od wyżej leżącej litosfery („warstwa sztywna”), płaszcz i jądro.  $V_i/V$  oznacza procentowy udział skorupy, płaszcz, jądra zewnętrznego i jądra wewnętrznego w stosunku do objętości  $V$  całej Ziemi.

wynikającą z dyspersji tych fal, czyli zależności prędkości fali od okresu. Krótsze fale powierzchniowe płycej penetrują wnętrze Ziemi, gdzie prędkości fal są mniejsze i czas przebiegu jest dłuższy. Fale dłuższe głębiej penetrują wnętrze Ziemi – tam prędkości fal są większe i czas przebiegu jest mniejszy. Nadejścia fal powierzchniowych poprzedzają fale objętościowe  $P$  i  $S$  (*primae* i *secundae*). Im dalej od źródła (rys. 1), tym przyrosty czasów przyścia fal  $P$  i  $S$  są coraz mniejsze, co świadczy o wzroście prędkości  $V_P$  i  $V_S$  z głębokością. Prędkości  $V_P$  rosną od 8 do około 13,5 km/s, prędkości  $V_S$  od 4 do około 7 km/s, a ośrodek, w którym prędkość fal wzrasta, nazywamy płaszczem Ziemi. Bezpośrednie fale objętościowe  $P$  i  $S$  są obserwowane do odległości około  $100^\circ$ , po czym ich amplituda gwałtownie maleje (fale dyfrakcyjne  $P_d$  i  $S_d$ ). Przyczyną tego jest obecność we wnętrzu Ziemi jądra. Prędkość  $V_P$  w jądrze gwałtownie maleje do około 8 km/s, a fale podłużne są odginane na dalsze odległości jako fale  $PKP$  (rys. 1) – fale propagujące

się przez płaszcz ( $P$ ), jądro ( $K$ ) i ponownie przez płaszcz ( $P$ ). Na rysunku tym widać również, że fala podłużna potrzebuje na przejście na wskroś przez Ziemię około 20 minut. Bieg promieni we wnętrzu Ziemi pokazuje rysunek 2.

Obszar odległości, do którego fale  $P$  nie docierają, nazywamy strefą cienia.

Podobny efekt obserwujemy dla fal  $S$ . Ciąg fal objętościowych  $S$  również jest obserwowany do odległości około  $100^\circ$ . Nie przechodzą one przez jądro, co świadczy o jego ciekłym stanie skupienia. Dla cieczy współczynnik sprężystości Lamégo znika:  $\mu = 0$  (brak sprężystości postaci), a z nim prędkość fal poprzecznych:  $V_P = 0$ . Dokładne analizy pokazują, że ośrodek w samym centrum Ziemi jest w stałym stanie skupienia; nazywamy go jądrem wewnętrznym, w odróżnieniu od ciekłego jądra zewnętrznego.

Informacje, których dostarczają nam fale sejsmiczne, pozwalają zbudować model wnętrza Ziemi (rys. 3) na podstawie własności sprężystych. Inne własności fizyczne możemy określić na podstawie pola siły ciężkości (gęstość, ciśnienie), obserwacji prądów magnetotellurycznych generowanych w płaszczu Ziemi (rozkład przewodnictwa elektrycznego), czy rozkładu ziemskiego strumienia ciepłego (temperatura). Petrologiczny skład wnętrza Ziemi możemy określić na podstawie porównań z laboratoryjnymi badaniami własności minerałów i skał w warunkach wysokich ciśnienia i temperatur.

Poniżej stosunkowo cienkiej skorupy ziemskiej (kontynentalnej i oceanicznej 10–80 km), poniżej granicy Moho, występuje skalny płaszcz, zbudowany głównie z krzemianów. Granica Gutenberga–Wiecherta na głębokości 2900 km jest najbardziej wyrazistą granicą we wnętrzu Ziemi. Oddziela ona skalny płaszcz znajdujący się w stałym stanie skupienia od metalicznego, ciekłego jądra zewnętrznego. Jądra zewnętrzne i wewnętrzne mają podobny skład żelazowo-niklowy (około 85% Fe, około 6% Ni, 5% Si, reszta to domieszki: S, Cr, P, C i inne). Gęstość skał płaszcz rośnie z głębokością od 3,3 do 5,5 g/cm<sup>3</sup>, a gęstość jądra od 10 do 14 g/cm<sup>3</sup> – skok gęstości na granicy płaszcz–jądro wynosi więc blisko 5 g/cm<sup>3</sup>.

Przedstawiony model wnętrza Ziemi jest modelem referencyjnym. Na podstawie fal sejsmicznych od ogromnej ilości trzęsień ziemi (setki tysięcy) rejestrowanych przez tysiące stacji sejsmologicznych badane są odstępstwa od tego modelu metodą tomografii sejsmicznej. W modelu trójwymiarowym płaszcz Ziemi są one rzędu kilku procent. Ośrodek o prędkościach większych jest interpretowany jako chłodniejszy, a ośrodek o prędkościach mniejszych jako cieplejszy. Jest to ważny element w badaniach konwekcji w płaszczu Ziemi i jej związku z procesami geodynamicznymi prowadzącymi do ruchu płyt litosferycznych, trzęsień ziemi i dryfu kontynentów. Ale to już tematy na inną opowieść...