

Od dryfu kontynentów Alfreda Wegenera do tektoniki płyt

Edyta Jurewicz¹



From Alfred Wegener's continental drift to plate tectonics. *Prz. Geol.*, 63: 1266–1271.

Abstract. The modern theory of plate tectonics has been the basis of works of several generations of geologists and geophysicists. One of them was Alfred Wegener and his theory of continental drift. The imperfection of the theory (lack of any explanation for the mechanism of continents movement) was the driving force for further studies. The most important ones were the detailed recognition of the ocean floor, and the discovery of the rift and subduction zones.

Keywords: continental drift, plate tectonics, lithosphere, seafloor spreading, subduction, collision

Czy teoria dryfu kontynentów Wegenera jest ciągle aktualna? Nie, ale jak wiele innych odegrała rolę kamienia milowego na drodze rozwoju teorii geotektonicznych i w istotny sposób przyczyniła się do powstania sformułowanej pół wieku później teorii tektoniki płyt. Choć obie teorie się różnią, to często są ze sobą niesłusznie utożsamiane. Celem artykułu jest zwrócenie uwagi na rozbieżności między nimi i pokazanie ewolucji poglądów, które doprowadziły do ukształtowania się teorii tektoniki płyt. Nie była ona efektem nagłego olśnienia, lecz złożyła się na nią praca kilku pokoleń badaczy oraz współpraca naukowców reprezentujących różne dyscypliny naukowe.

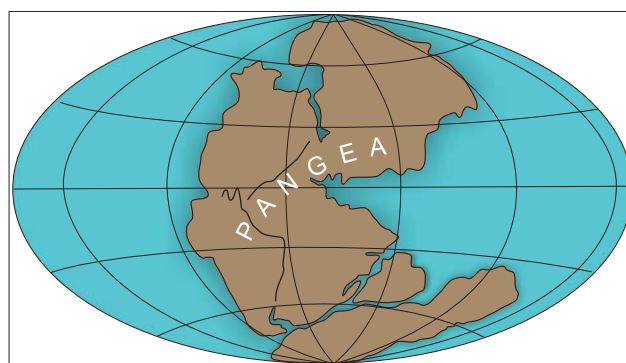
ZBIEŻNOŚĆ LINII BRZEGOWYCH

Już w drugiej połowie XIX w. badacze zauważyli, że wybrzeża kontynentów, choć są rozdzielone oceanem, to w dużym stopniu pasują do siebie. W 1858 r. francuski geograf Antonio Snider-Pellegrini opublikował 476-stronicowe opracowanie, „La Création et ses mystères dévoilés”, w którym zwrócił uwagę na podobieństwo flory kopalnej oraz położenie złóż węgla u wybrzeży Europy i Ameryki Północnej, rozważając możliwość rozsunęcia się kontynentów. Jedną z pierwszych prób wyjaśnienia tego zjawiska była teoria ekspandującej ziemi. U jej podstaw leżało założenie, że jeszcze w jurze nie istniały światowe oceany, a wszystkie kontynenty były połączone. Zapoczątkowany ok. 250 mln lat temu, a trwający do dziś proces rozszerzania się Ziemi, miał spowodować dwukrotny wzrost promienia Ziemi. W następstwie tego wzrostu zwiększyła się też powierzchnia Ziemi, a w wyniku rozsunęcia się kontynentów powstały oceany. Teoria ta była lansowana m.in. przez włoskiego geologa Roberto Mantovanię (1889, 1908) oraz polsko-rosyjskiego inżyniera Jana Jarkowskiego (1898). W XX w. doczekała się rozwinięcia m.in. przez Otto Hilgenberga (1933, 1974) i Samuela Carreya (1976).

Na początku XX w. podobieństwo brzegów kontynentów stało się przedmiotem zainteresowania niemieckiego meteorologa i geofizyka Alfreda Wegenera. Zwrócił on uwagę nie tylko na zbieżność geometryczną linii brzegów morskich, ale również granic szelfów. Porównując m.in. rozprzestrzenienie tillitów, a także rozkład skamieniałości i środowisko ich życia, zauważył, że wskazywały one na zupełnie inne rozmieszczenie stref klimatycznych w geologicznej przeszłości Ziemi. Dokonując korelacji, doszedł do

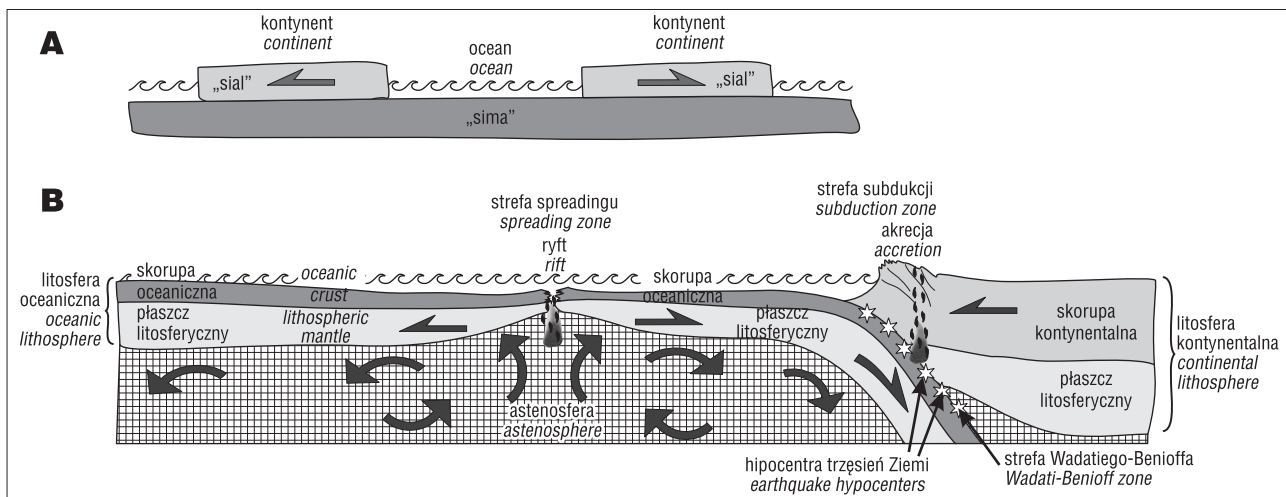
wniosku, że pierwotnie kontynenty były połączone w superkontynent, który nazwał greckim terminem „Pangaea” oznaczającym „wszechziemię”. Jej rozpad w erze mezozoicznej zainicjował wędrówkę kontynentów (ryc. 1). Uważał, że kontynenty są lżejsze od skał, po których „pływają”, a ich ruch jest napędzany ruchem obrotowym Ziemi oraz oddziaływaniem Słońca i Księżycy. Teoria rozpadu kontynentów i ich dryfu została po raz pierwszy zaprezentowana we Frankfurcie nad Menem w 1912 r., na wykładzie zatytułowanym „Die Entstehung der Kontinente”, później szczegółowo omówiona w 155-stronicowej książce pt. „Die Entstehung der Kontinente und Ozeane” (Wegener, 1912, 1915). W koncepcji Wegenera znajdowało się też wytłumaczenie pochodzenia pasm górskich, które miały powstawać w wyniku zdrapywania i fałdowania osadów morskich przez przemieszczające się kontynenty, a później – ich wypiętrzania. Najlepszym przykładem takiego procesu miały być Kordyliery i Andy.

Teoria dryfu kontynentów, nazywana również teorią Wegenera, od początku miała istotną wadę, wytykaną przez wielu badaczy: niedostatecznie tłumaczyła mechanizm przemieszczania się kontynentów. Wegener intuicyjnie wyczuwał, że lżejsze kontynenty (sial) poruszają się po podścielających je cięższych skałach (sima), ponieważ te ostatnie są plastyczne (ryc. 2A). Ale na początku zeszłego stulecia, przy ówczesnych możliwościach nauki, trudno było znaleźć przekonujące dowody i wydawało się, że wraz z przedwczesną śmiercią Wegenera w 1930 r. jego



Ryc. 1. Rekonstrukcja Pangei sprzed ok. 250 milionów lat (inspirowane: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pangea.gif>)
Fig. 1. Reconstruction of Pangaea, ca. 250 million years ago (inspired by: <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pangea.gif>)

¹ Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; edyta.jurewicz@uw.edu.pl.



Ryc. 2. Schemat ilustrujący różnicę między teorią dryfu kontynentów Wegenera (A), zakładającą „suwanie” się kontynentów (sial) po podłożu oceanicznym (sima), a teorią tektoniki płyt (B), wg której skorupa oceaniczna powstaje w strefie ryftu (powodując otwieranie się oceanu) i zanika w strefie subdukcji (prowadząc do przyrostu skorupy kontynentalnej)

Fig. 2. Diagram showing the difference between Wegener's theory of continental drift (A) assuming that continents (sial) glide over oceans (sima) and the plate tectonic theory (B) according to which the oceanic crust is formed in the rift zone (leading to opening up the ocean) and disappears within the subduction zone (leading to accretion of continental crust)

teoria odejdzie w zapomnienie. Od tamtej pory, choć była przedmiotem nieustającej krytyki, jednocześnie napędzała wyobraźnię, stymulując uczonych do szukania dowodów.

DNO OCEANU – NOWY POLIGON BADAWCZY

Morfologia dna oceanicznego

Najwięcej do wiedzy na temat możliwości przemieszczania się kontynentów wniosły badania dna oceanicznego. Pierwsza istotna z punktu widzenia geotektonicznego informacja pojawiła się jeszcze w 1858 r., podczas nieudanej próby położenia na dnie Atlantyku kabla telegraficznego. Okazało się wówczas, że środkiem oceanu przebiega łańcuch górski, którego obecność sygnalizował wcześniej amerykański oceanograf i żeglarz Matthew Fontaine Maury. Największy postęp w poznaniu dna oceanicznego nastąpił w trakcie pierwszych badań oceanograficznych prowadzonych w latach 1872–1876 przez międzynarodowy statek badawczy „Challenger”. W obserwacjach dna oceanicznego prowadzonych pod kierunkiem Johna Murraya – brytyjskiego biologa morza, i Charlesa Wyville’a Thomsona – szkockiego przyrodnika, używano klasycznej sondy, pobierając równocześnie próbki osadów dennych. Długość pozyskiwanych w tamtych czasach rdzeni wynosiła zaledwie kilkadziesiąt centymetrów. Nie przeszkodziło to jednak w odkryciu Grzbietu Śród atlantyckiego oraz największej na świecie głębi – Rowu Mariańskiego. Na istotny postęp w badaniach dna oceanicznego wpływ miało wynalezienie echosondy, której pierwowzór został skonstruowany w 1906 r. przez Lewisa Nixona. Dalsze badania, inspirowane katastrofą Titanica w 1912 r., doprowadziły w rok później do uzyskania patentu przez niemieckiego fizyka Alexandra Behma na urządzenie służące do pomiaru głębokości morza i określania odległości od obiektów pływających. Według pierwotnego zamysłu opatentowana echosonda miała na celu poprawienie bezpieczeństwa żeglugi przez wykrywanie gór lodowych, jednak szybko okazało się, że dno oceaniczne znacznie lepiej odbija fale dźwiękowe, niż lód. Kolejnym krokiem było wprowadzenie na rynek w 1923 r. rejestratora głębokości.

Bruce C. Heezen wraz z Wiliamem M. Ewingiem odkryli, że grzbiety śródoceaniczne są obecne we wszystkich oceanach oraz że w centralnej części tych grzbietów występują doliny ryftowe, z którymi jest związana działalność wulkaniczna (Ewing i in., 1953; Ewing & Heezen, 1956; Heezen, 1959, 1960). Bruce Heezen i Marie Tharp były twórcami mapy dna oceanu światowego, na którą złożyły się wyniki pozyskanych na przestrzeni pół wieku prac batymetrycznych (Heezen & Tharp, 1957–1971). Heezen podejrzewał, że ryfty są nieustannie pękającymi i zabliznianymi szwami, powstającymi na skutek powolnego wzrostu średnicy Ziemi. Jego koncepcja (Heezen, 1959, 1960) tłumaczyła więc oddalanie się kontynentów wzrostem powierzchni Ziemi i w pewnym stopniu potwierdzała koncepcję Wegenera.

Podczas II wojny światowej Harry Hess, pływając po Oceanie Spokojnym na frachtowcu „Cape Johnson”, prowadził badania dna oceanicznego przy użyciu echosondy (Hess, 1946, 1960). W trakcie swojej działalności zetknął się z zatopionymi budowlami rafowymi o charakterze atoli, których pograżenie zaczął wiązać z ruchami poziomymi. Jego koncepcja miała punkty wspólne z teorią Wegenera. Różnica polegała na tym, że Wegener mówił o wędrówce kontynentów, a Hess – oceanicznego dna (Hess, 1954, 1955). Spostrzeżenie, że na dnie oceanicznym skały osadowe mają stosunkowo małą miąższość, pozwoliło Hessowi przypuszczać, że oceany są młodsze od kontynentów i naprowadziło na ideę *recyclingu* dna oceanicznego. Z niej wykrystalizowała teoria ekspansji dna oceanicznego (*seafloor spreading* – ryc. 2B), stanowiąca trzon teorii tektoniki płyt (Hess, 1962). Podobne poglądy zaprezentował Robert S. Dietz (1961), którego praca różniła się detalami od koncepcji Hessa, ale zawierała wiele podobieństw istotnych dla rodzącej się teorii tektoniki płyt.

Paleomagnetyzm Ziemi

Wielkie znaczenie dla powstania nowej koncepcji geotektonicznej miały badania paleomagnetyczne. W XX w. głównym inicjatorem badań paleomagnetyzmu Ziemi był amerykański petrograf i geofizyk John Verhoogen, który w swojej pracy badawczej zajmował się głównie termodyna-

miką Ziemi (Verhoogen, 1961). Był inspiratorem badań paleomagnetycznych i geochronologicznych prowadzonych przez Alana Coxa, który później zajmował się badaniami namagnesowania resztkowego skał dna oceanicznego w czasie ich powstawania. Badania, możliwe dzięki zapotrzebowaniom przemysłu wojennego, sprawiły, że Patrick Blackett – badacz promieniowania kosmicznego i laureat nagrody Nobla w dziedzinie fizyki – skonstruował niezwykle czuły magnetometr, który znalazł zastosowanie w badaniach tzw. naturalnej pozostałości magnetycznej (NRM). Po wojnie Blackett opracował teorię wyjaśniającą istnienie pola magnetycznego Ziemi, a dzięki jego magnetometrowi można było określić kierunek pola magnetycznego utrwalonego w trakcie powstawania skał (Blackett, 1952, 1961). Brytyjscy geofizycy Drummond Matthews i Frederic Vine, stosując magnetometrię bazaltów skorupy oceanicznej, stwierdzili zmienność namagnesowania w różnej odległości od ryftów oceanicznych oraz symetryczne rozłożenie stref normalnego i odwrotnego namagnesowania po obu stronach grzbietu śródoceanicznego (dodatnie i ujemne anomalie magnetyczne, nazywane pasami Vine'a). Był to dowód, że w dziejach Ziemi dochodziło do odwrócenia biegunów magnetycznych Ziemi (Vine & Matthews, 1963; Vine, 1966, 1968; Matthews & Bath, 1967; Matthews, 1969). Z badań wynikało, że ziemskie biegunki magnetyczne albo zmieniały swoje położenie, albo że skały wędrowały względem nich, czego dowodził wcześniej Wegener.

Alan Cox i jego zespół, łącząc metody magnetometryczne z badaniami wieku skał metodą potasowo-argonową, stwierdzili, że młodsze skały są położone bliżej ryftu, a starsze dalej (ryc. 3). Ustalili również, że w pobliżu ryftu znajdują się najmłodsze skały oceaniczne namagnesowane zgodnie ze współczesnym kierunkiem ziemskiego pola magnetycznego (Cox i in., 1963; Cox, 1973). Datowanie skał dna oceanicznego pozwoliło na określenie tempa spreadingu opisanego szczegółowo przez Samuela W. Carey'a (1958). Wyniki tych badań potwierdzały tę część teorii

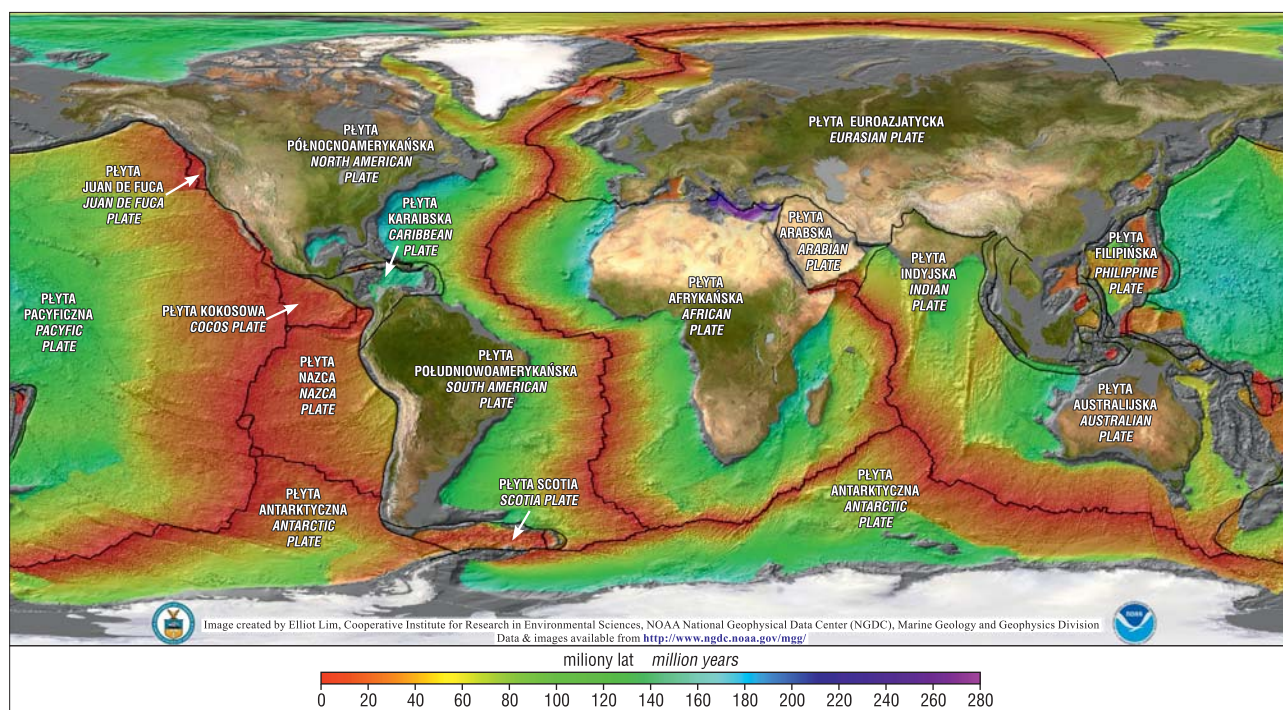
Wegenera, która mówiła o rozsuwaniu się kontynentów. W późniejszych pracach Carey (1976, 1988) wiązał oddalanie się kontynentów wyłącznie z teorią ekspandującej Ziemi.

Sejsmiczność w strefach kontaktu płyt tektonicznych

Do sformułowania nowej teorii geotektonicznej brakowało już tylko informacji, co dzieje się z sukcesywnie przyrastającą w strefach spreadingu skorupą oceaniczną. Rozwiązanie tego problemu znaleziono w trakcie badań krawędzi kontynentów, w strefach, gdzie w sąsiedztwie występują głębokie rowy oceaniczne. Kiyoo Wadati (1928, 1935) analizując trzęsienia Ziemi w rejonie Honsiu, postawił hipotezę, że trzęsienia Ziemi w Japonii są skutkiem ruchu płyt litosfery. Badania sejsmiczności tych stref pokazały później, że cięższa, o gęstości $2,9 \text{ g/cm}^3$, bazaltowa skorupa oceaniczna jest subdukowana pod lżejszą, ale bardziej miąższą skorupę kontynentalną wzdłuż strefy znacznej hipocentrami trzęsień Ziemi. Do podobnego wniosku, co Wadatti, doszedł również Victor H. Benioff (1949, 1964), stąd strefa, wzdłuż której następuje subdukcja jest nazywana strefą Wadatiego-Benioffa (ryc. 2B). Uzyskanie danych do tego typu opracowania było w znacznej mierze możliwe dzięki skonstruowaniu przez Benioffa (1932, 1935, 1955) czułego sejsmografu oraz przeprowadzonej standaryzacji światowej sieci obserwacji sejsmicznych.

SYNTEZA BADAŃ: TEKTONIKA PŁYT KONTRA DRYF KONTYMENTÓW

Zarys teorii tektoniki płyt został po raz pierwszy zaprezentowany w spójnej formie, uwzględniającej konwekcję w górnym płaszczu, przez Dana Petera McKenzie (1966), który nieco później stworzył matematyczne podwaliny teorii tektoniki płyt (McKenzie & Parker, 1967; McKenzie i in., 1974). Podobny związek przyczynowo-skutkowy został opisany przez Xaviera Le Pichona (1968). Największy



Ryc. 3. Granice płyt tektonicznych oraz wiek litosfery oceanicznej (mln lat); wg Mullera i in., 2008 (Wikimedia Commons, domena publiczna)

Fig. 3. Boundaries of tectonic plates and age of oceanic lithosphere (million years); after Muller et al., 2008 (Wikimedia Commons, public domain)

postęp w stosunku do teorii wędrówki kontynentów Wegenera polegał na tym, że nowa teoria wyjaśniała zarówno ruch, jak i jego przyczyny, a przede wszystkim zakładała powstawanie nowej skorupy oceanicznej w strefach ryftów i jej zanik w strefach subdukcji (ryc. 2B). W teorii tej zostały wyróżnione płyty kontynentalne i oceaniczne (ryc. 3). U Wegenera kontynenty (sial) „pływały” (ryc. 2A) po skorupie oceanicznej (sima), natomiast tektonika płyt zakładała również możliwość przyrostu skorupy oceanicznej (ryc. 2B). Skorupa bazaltowa w miarę odsuwania się od ryftu uzyskiwała coraz bardziej mięszą pokrywą osadową. Docierając do krawędzi kontynentu, sama ulegała subdukcji, której towarzyszył wulkanizm, a jej pokrywa osadowa była spiętrzana w pryzmy akrecyjne, powodując przyrost skorupy kontynentalnej (ryc. 2B).

Klamrą spinającą prace dotyczące tektoniki płyt stał się tzw. cykl Wilsona, określany również cyklem superkontynentalnym (Wilson, 1968). Tuzo Wilsonowi, zawdzięczamy również rozpoznanie natury uskoków transformacyjnych występujących w strefie ryftów (Wilson, 1965). Sformułowanie cyklu superkontynentalnego było konsekwencją wcześniej postawionego przez Wilsona (1966) pytania: czy Ocean Atlantycki może się zamknąć i otworzyć ponownie? Według koncepcji Wilsona cykl rozpoczyna się od rozpadu kontynentu, co możemy współcześnie obserwować np. w kontynentalnych ryftach wschodnioafrykańskich. Cienieniu skorupy kontynentalnej, jej rozrywaniu i rozsuwaniu towarzyszą potoki law bazaltowych, dzięki którym przyrasta dno przyszłego oceanu. Ryft kontynentalny staje się w końcu ryftem śródoceanicznym. Z tym etapem ewolucji obecnie mamy do czynienia w Morzu Czerwonym, które w przyszłości geologicznej może osiągnąć rozmiary Oceanu Atlantyckiego. Rozsuwanie kontynentów i przyrost (*spreading*) dna oceanicznego nie może trwać w nieskończoność. W końcu na granicy z kontynentem dochodzi do pęknięcia i podsunęcia się (subdukcji) skorupy oceanicznej pod skorupę kontynentalną, co w efekcie może doprowadzić do zamknięcia się oceanu. Proces ten na różnych etapach zaawansowania możemy obserwować na wybrzeżach obu Ameryk. Wzdłuż północno-zachodnich wybrzeży Ameryki Północnej (ryc. 3) mamy do czynienia z późniejszym stadium cyklu Wilsona, w którym doszło już do częściowej „konsumpcji” ryftu śródoceanicznego. Dalszym etapem ewolucji będzie stadium, w którym obecnie znajduje się Morze Śródziemne, tj. na „chwile” przed ostatecznym zamknięciem się pozostałości oceanu Tetydy – kolebki alpidów. Ruch płyty afrykańskiej ku północy, doprowadzi w końcu do kolizji z kontynentem europejskim, stanowiącym część płyty euroazjatyckiej. Z takim etapem mamy współcześnie do czynienia na wschodzie płyty euroazjatyckiej, pod którą podsuwa się płyta indyjska. Skutkiem tej kolizji są Himalaje, które w przyszłości zostaną zdenudowane, a kontynent może zacząć się znów rozpadać, jak dziś Afryka.

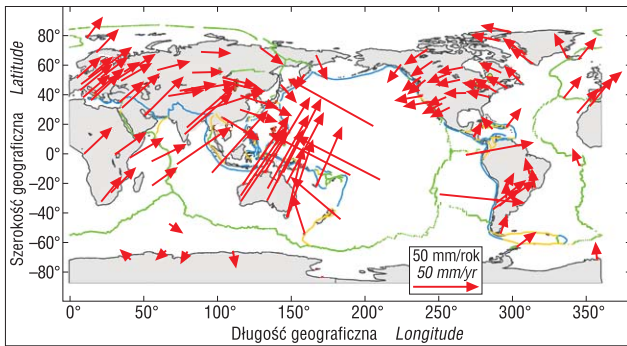
TEKTONIKA PŁYT DZIŚ

Od lat 60. XX w., kiedy została ukształtowana teoria tektoniki płyt, która zastąpiła wcześniejszą teorię dryfu kontynentów sformułowaną przez Wegenera wiele się zmieniło. Zostało doprecyzowanych wiele szczegółów teorii tektoniki płyt i można chyba powiedzieć, że z hipoteza stała się faktem. Kontrowersje nadal jednak wywołuje mechanizm napędzający ruch płyt. Co go generuje: reakcje termojądrowe, przemiany gęstościowe, np.: perowskit–postperowskit (Nakagawa & Tackley, 2004), czy też wystarczy samo grawitacyjne pogrążanie cięższej skorupy oceanicznej (Goren i in., 2008)?

Czy konwekcja w płaszczu zachodzi w skutek schłodzenia na górze, czy podgrzania na dole? (Anderson, 2001). Czy tarcie w podłożu płyt litosferycznych wywołane przez prądy konwekcyjnych jest wystarczające do ich przesunięcia?

Największą rolę w dokumentowaniu procesów związanych z przyrostem litosfery oceanicznej, przemieszczaniem się płyt i ich zanikaniem w strefach subdukcji odegrały badania geofizyczne, szczególnie sejsmika, oraz geodezja satelitarna. Obecnie powszechnie stosowany GNSS (*Global Navigation Satellite System*) umożliwia precyzyjną lokalizację dowolnego punktu na powierzchni Ziemi, a dzięki sieci stacji permanentnych – zmiany jego położenia w czasie. W Polsce znajduje się 11 takich stacji, z czego pięć należy do permanentnej sieci europejskiego programu służącego do monitorowania układu odniesienia EUREF (*European Reference Frame*). Zintegrowane badania geofizyczno-geodezyjne prowadzone przez ponad 200 agencji na całym świecie w ramach IGS (*International Geodynamic System*) umożliwiają monitorowanie zmian zachodzących na powierzchni i wewnątrz Ziemi, w jej polu grawitacyjnym i magnetycznym, które składają się na współczesny obraz geodynamiki Ziemi. Kompilacja tego typu danych pozwoliła na sporządzenie światowej mapy naprężeń (*World Stress Map*) powstałej z połączenia działań prowadzonych przez *International Union of Geodesy and Geophysics* (IUGG) oraz *Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior* (IASPEI), nadzorowanych przez Helmholtz Center w Poczdamie. Dane pochodzące z prawie 22 tys. baz są analizowane pod kątem m.in. aktywności sejsmicznej i jej przewidywania, analizy uskoków i ich aktywności, modelowania basenów sedymentacyjnych, czy modelowań geomechanicznych. Dzięki tej bazie danych mamy szczegółową wiedzę m.in. na temat kierunków ruchu kontynentów i tempa ich przemieszczania (ryc. 4). Wiemy również, że płyty litosferyczne nie są homogeniczne, a w ich obrębie można obserwować ruchy wewnątrzpłytkowe oraz zróżnicowanie ruchów pionowych.

Dzięki danym pozyskiwanym w ramach systemu IGS mamy dziś szczegółową wiedzę na temat trzęsień ziemi, bo to właśnie w ich trakcie dochodzi do największych epizodów ruchu, składających się na przemieszczenia płyt litosferycznych. Ani rozsuwanie się płyt oceanicznych, ani przyrost skorupy kontynentalnej nie zachodzi przy stałej prędkości, ale jest efektem sumowania się przemieszczeń, będących skutkiem rozładowywania naprężeń, których przejawem są trzęsienia ziemi. Te krótkotrwałe epizody ruchu rozdzielone są okresami spokoju mierzonymi niekiedy w dziesiątkach, setkach, a nawet tysiącach lat. Można nie tylko określić siłę wstrząsu i głębokość jego hipocentrum, ale również zrekonstruować jego przebieg, stwierdzić rodzaj uskoków, tempo jego propagacji, prędkość przemieszczenia wzdłuż jego powierzchni, rozciągłość strefy uskokowej itd. Z mapy rozkładu trzęsień ziemi wynika, że zdecydowanie silniejsze wstrząsy występują wzdłuż stref subdukcji i kolizji niż w strefach ryftów. Ta prawidłowość jest prostą konsekwencją zróżnicowanej wytrzymałości skał, która jest mniejsza na rozciąganie niż na ściskanie, czy ścinanie. Z rozciąganiem mamy do czynienia w strefach ryftów, gdzie dochodzi do zerwania ciągłości skał już przy niskich wartościach naprężeń. Wytrzymałość bazaltów na rozciąganie wynosi 10–20 MPa, podczas gdy na ściskanie aż 150–300 MPa. Na spadek wytrzymałości wpływa również to, że skorupa bazaltowa w strefach ryftów jest cienka (jej miąższość wynosi zwykle kilka kilometrów) i podgrzana. Sprawia to, że siła wstrząsu wywołanego zniszczeniem i towarzyszącym mu przemieszczeniem zazwyczaj nie przekracza 4–5 stopni

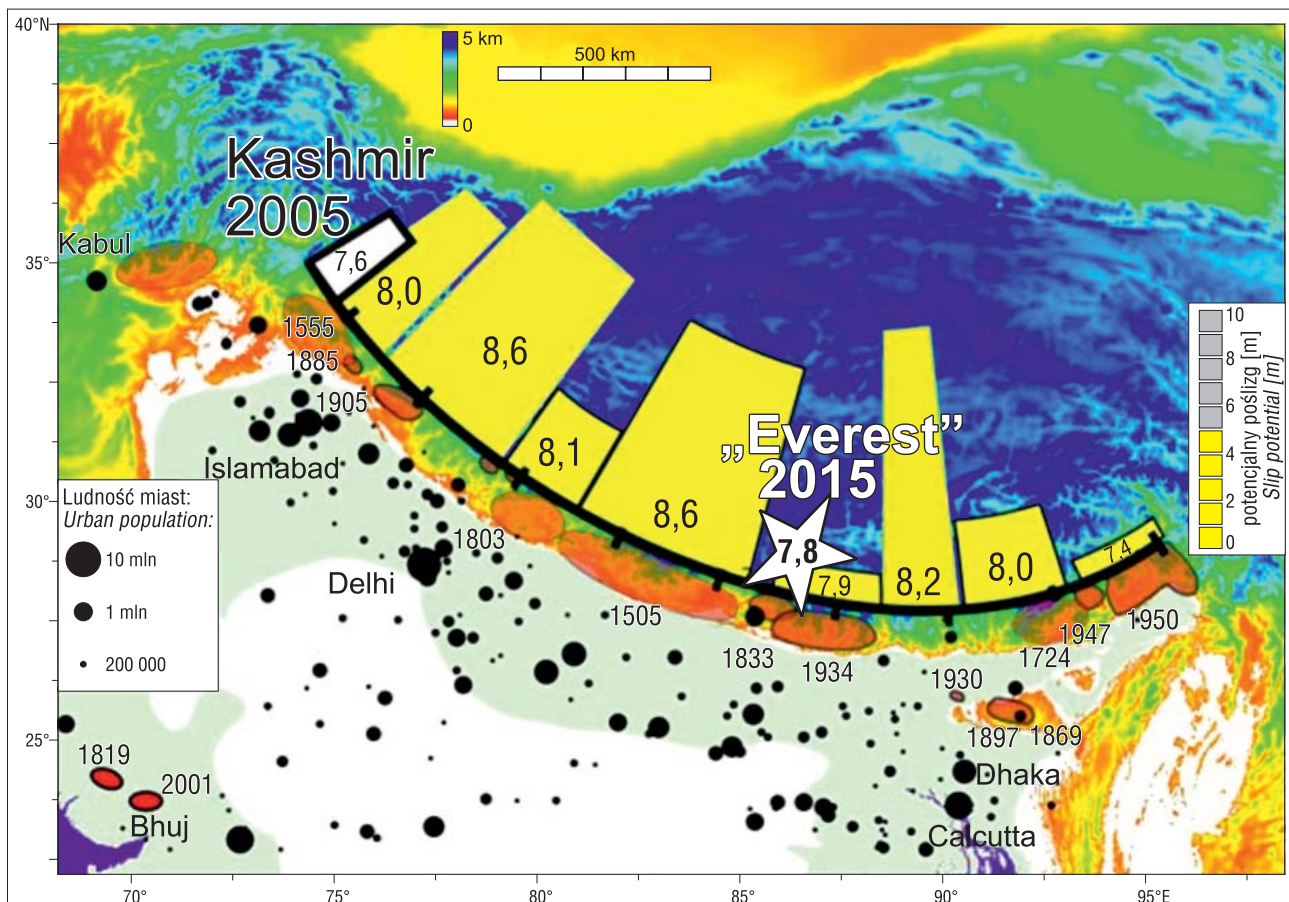


Ryc. 4. Wektory prędkości ruchu poziomego płyt litosfery w świetle danych GNSS Międzynarodowej Sieci Geodynamicznej (IGS) pokazujące ruch płyt tektonicznych – stan na dzień 11.09.2010 (<http://www.insight-gnss.org/WP3.html>)

Fig. 4. International GNSS Services (IGS) 2005 reference frame stations and its horizontal velocity field for date 11-Sep-2010 showing the plate motion (<http://www.insight-gnss.org/WP3.html>)

w skali Richtera. W strefach subdukcji, w których dochodzi do podsuwania się skorupy oceanicznej pod mięszszą (liczącą kilkadziesiąt kilometrów) skorupę kontynentalną, siła potrzebna do zerwania ciągłości skał i powstania powierzchni zniszczenia (przy jednocześnie większej wytrzymałości skał na ściskanie i ścinanie) jest dużo większa niż w strefach ryftów. Naprężenia osiągają znacznie wyższe wartości zanim dojdzie do ich rozładowania, są więc odpowiedzialne za trzęsienia ziemi o dużej magnitudzie

i katastrofalnych skutkach. Do najsilniejszych należą te, które występują w strefach kolizji dwóch płyt kontynentalnych, czego przykładem jest zderzenie subkontynentu indyjskiego z płytą euroazjatycką. Według danych USGS uśrednione tempo przemieszczania się subkontynentu indyjskiego ku NNE wynosi 4,5 cm/rok, a jego skutkiem jest wypiętrzanie się Himalajów zachodzące w tempie 1,8 cm/rok. Wzdłuż strefy kontaktu obu płyt mającej charakter uskoku odwróconego, nazywanego głównym nasunięciem himalajskim, układają się epicentra trzęsień ziemi (ryc. 5). Jedno z takich trzęsień Ziemi o magnitudzie 7,8, które nastąpiło 25 kwietnia 2015 r. w pobliżu Khudi, znane jest jako „trzęsienie ziemi na Evereście”. Swoją sławę zawdzięcza tragicznej w skutkach lawinie odpowiedzialnej za śmierć wielu wspinaczy, chociaż poważniej dotknęło stolicę Nepalu – Katmandu. Jego hipocentrum położone było na głębokości 8,2 km, a amplituda przemieszczenia wzdłuż powierzchni nasunięcia osiągnęła ok. 3 m. Po nim, w ciągu doby, nastąpiła seria wstrząsów wtórnych, o magnitudzie 6,1–6,7, o coraz głębiej położonych hipocentrach (ostatnie na głębokości 22,9 km). Kolejny silny wstrząs wtórny w tym rejonie o magnitudzie 7,3 i głębokości 15 km nastąpił 12 maja w rejonie Kodari. Wśród wcześniej notowanych wzdłuż głównego nasunięcia himalajskiego trzęsień ziemi można m.in. wymienić zdarzenie z 2005 r. w Kaszmirze o magnitudzie 7,6 (ryc. 5). Cechowało się ono prędkością propagacji zniszczenia wynoszącą 3,2 km/s, natomiast wielkość przemieszczeń przekroczyła 10 m (Parsons i in., 2006). Majowe trzęsienie Ziemi w tym rejonie nie było ostatnie, i będą one występo-



Ryc. 5. Lokalizacja dotychczasowych trzęsień Ziemi związanych z głównym nasunięciem himalajskim oraz lokalizacja prawdopodobnych wstrząsów sejsmicznych w przyszłości, ich magnitudy i wielkości przemieszczenia (czworoboki) (wg Bilhama & Wallace’a, 2005), uzupełnione o „trzęsienie Ziemi na Evereście” (25.04.2015) – biała gwiazdka

Fig. 5. Locations of earthquakes, potential slips and magnitudes (quadrangle) of future earthquakes along the Main Himalayan Thrust based on recent findings (after Bilham & Wallace 2005) supplemented by so called “Everest earthquake” (25.04.2015) – white star

wać, póki będzie trwała kolizja kontynentalnych płyt euroazjatyckiej i indyjskiej; ich prognozę na najbliższe lata (ryc. 5) przedstawił Bilham & Wallace (2005).

Teoria tektoniki płyt stanowi potwierdzenie mobilizmu kontynentów sformułowanego przez Wegenera, choć różni się co do natury ruchów, ich przyczyn i skutków. Czy stanowi rozwiązanie wszystkich kwestii? Nie. Teoria tektoniki płyt nie eliminuje teorii ekspandującej Ziemi, która ciągle ożywa i ma swoją grupę entuzjastów (Hilgenberg, 1974; Carey, 1976, 1988; Cwojdzński, 2003; Maxlow, 2012). Teoria tektoniki płyt rozwiązała tyle problemów, na ile pozwoliły jej współczesne metody badawcze. Do dalszych jej zadań należy uszczegółowienie mechanizmu napędzającego ruch płyt, czyli procesów zachodzących poniżej litosfery, a więc w rejonach, w które na obecną chwilę sięgają tylko podłużne fale sejsmiczne oraz wyobraźnia geofizyków i geologów. I właśnie wyobraźnia jest największym stimulatorem postępu: gdyby nie było Ikara nie byłoby lotów na Księżyc; gdyby nie było Wegenera i niedoskonałości jego teorii być może nie byłoby teorii tektoniki płyt.

Autorka dziękuje dr. hab. Włodzimierzowi Mizerskiemu, anonimowemu Recenzentowi oraz Redaktorowi Naczelnemu Przeglądu Geologicznego za życzliwy komentarz i dyskusję oraz wyraża ubolewanie, że niniejszego artykułu nie mógł napisać śp. prof. dr hab. Jan Kutek – wielki znawca i entuzjasta teorii tektoniki płyt.

LITERATURA

- ANDERSON D.L. 2001 – Top-down tectonics? *Science*, 293: 2016–2018.
- BENIOFF V.H. 1932 – A new vertical seismograph. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 22: 155–69.
- BENIOFF V.H. 1935 – A linear strain seismograph. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 25: 283–309.
- BENIOFF V.H. 1949 – Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. *Bull. Geol. Soc. Am.* 60: 1837–1866. Doi:10.1130/0016-7606 (1949)60[1837:seftfo]2.0.co.
- BENIOFF V.H. 1955 – Earthquake Seismographs and Associated Instruments. *Advances in Geoph.*, 2: 1–220. New York, Academic Press.
- BENIOFF V.H. 1964 – Earthquake source mechanisms. *Science*, 143: 1399–1406.
- BILHAM R. & WALLACE K. 2005 – Future Mw>8 earthquakes in the Himalaya: implications from the 26 Dec 2004 Mw=9.0 earthquake on India's eastern plate margin. *Geol. Surv. India Spl. Pub.* 85: 1–14.
- BLACKETT P. 1952 – A negative experiment relating to magnetism and the Earth's rotation. *Phil. Trans. Royal Soc., series A*, 245: 309–370.
- BLACKETT P. 1961 – Comparison of Ancient Climates with the Ancient Latitudes Deduced from Rock Magnetic Data. *Proc. Royal Soc. London, Ser. A*, 263 (1961): 1–30.
- CAREY S.W. 1958 – The tectonic approach to continental drift. Continental drift a symposium. *Geology Department Univ. Tasmania*: 1–355.
- CAREY S.W. 1976 – The expanding Earth. In: *Developments in Geotectonics 10*. Elsevier Sc. Pub. Com., Amsterdam–Oxford–New York: 1–488.
- CAREY S.W. 1988 – Theories of the Earth and Universe. *A History of Dogma in the Earth Sciences*. Stanford University Press, California: 1–413.
- COX A. 1973 – Plate tectonics and geomagnetic reversals. *Freeman & Co.*: 1–702.
- COX A., DOELL R. & DALRYMPLE G. 1963 – Geomagnetic Polarity Epochs and Pleistocene Geochronometry. *Nature*, 198 (4885): 1049–1051. Doi:10.1038/1981049a0.
- CWOJZIŃSKI S., 2003 – The tectonic structure of the continental lithosphere considered in the light of the expanding Earth theory – a proposal of a new interpretation of deep seismic data. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers*, 9: 1–80.
- DIETZ R.S. 1961 – Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190: 854–857.
- EWING M. & HEEZEN B.C. 1956 – Mid-Atlantic Ridge seismic belt. *Trans. AGU*: 337–343.
- EWING W.M., DORMAN H.J., ERICSON J.N. & HEEZEN B.C. 1953 – Exploration of the northwest Atlantic mid-ocean canyon. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64: 865–868.
- GOREN L., AHARONOV E., MULUGETA G., KOYI H. A. & MART H. 2008 – Ductile deformation of passive margins: A new mechanism for subduction initiation. *J. Geophys. Res.*, 113 (B08411): 1–19. Doi:10.1029/2005JB004179.
- HEEZEN B.C. 1959 – Géologie sous-marine et déplacements des continents. *La Topographie et la Géologie des Profondeurs Océaniques*, 83: 295–304.
- HEEZEN B.C. 1960 – The rift in the ocean floor. *Sci. Am.*, 203 (4): 98–110.
- HEEZEN B.C. & THARP M. 1957–1971 – Physiographic Diagrams of the North Atlantic; the South Atlantic; the Indian Ocean; and the Western Pacific (New York, 1957–1971).
- HESS H.H. 1946 – Drowned ancient islands of the Pacific basin. *Am. J. Sci.* 244 (11): 72–91. Doi:10.2475/ajs.244.11.772.
- HESS H.H. 1954 – Geological hypotheses and the Earth's crust under the oceans. *A Discussion on the floor of the Atlantic Ocean. Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, 222 (1150): 341–48.
- HESS H.H. 1955 – The oceanic crust. *J. Marine Res.*, 14: 423–39
- HESS H.H. 1960 – Evolution of ocean basins. Report to Office of Naval Research. Contract No. 1858(10), NR 081-067: 1–38.
- HESS H.H. 1962 – History of ocean basin. *Petrol. Stud.*, (vol. in honor of A.F. Buddington): 599–620.
- HILGENBERG O.Ch. 1933 – Vom wachsenden Erdball. *Giessmann und Bortsch. Berlin-Pankow*: 1–55.
- HILGENBERG O.Ch. 1974 – Debat about the Earth. The question should no be: „drifters of fixists ?” but instead: „Earth expansion with or without creation of new matter ?”. *Geotekt. Forsch.*, 45: 159–165.
- JARKOWSKI J. 1889 – Vsemirnoje tjadoteniije kak sledstvo obrazovanija vesomoj materii vnutri nebesnych tel. *Opublikowane przez autora, Moskwa*: 1–383.
- LE PICHON X. 1968 – Seas-floor spreading and continental drift. *J. Geoph. Res.*, 73 (12): 3661–3697.
- MANTOVANI R. 1889 – Les fractures de l'écorce terrestre et la théorie de Laplace. *Bull. Soc. Sc. Et Arts Réunion*: 41–53.
- MANTOVANI R. 1909 – L'Antarctide, Je m'instruis. *La science pour tous*, 38: 595–597.
- MATTHEWS D.H. 1969 – Model Study of the Magnetic Anomaly Pattern Across the Mid-Atlantic Ridge at 45° North, *Tectonophysics*, 8: 353–358.
- MATTHEWS D.H. & BATH, J. 1967 – Formation of magnetic anomaly pattern of mid-oceanic ridge. *Geoph. J. Royal Ast. Soc.*, 13: 349–357.
- MAXLOW J. 2012 – Terra non Firma Earth. *Oneoff Publishing.com*: 1–255.
- MCKENZIE D. 1966 – The viscosity of the lower mantle. *J. Geophys. Res.* 71, 3995–4010.
- MCKENZIE D. & PARKER R. L. 1967 – The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216: 1276–1280.
- MCKENZIE D., ROBERTS J. & WEISS N.O. 1974 – Convection in the Earth's mantle: towards a numerical simulation. *J. Fluid Mech.*, 62: 465–538.
- MULLER R.D., SDROLIAS M., GAINA C. & ROEST W.R. 2008 – Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q04006. Doi:10.1029/2007GC001743.
- NAKAGAWA T. & TACKLEY P.J. 2004 – Effects of a perovskite-post perovskite phase change near core-mantle boundary in compressible mantle convection. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16611. Doi:10.1029/2004GL020648.
- PARSONS T., YEATS R.S., YAGI Y. & HUSSAIN A. 2006 – Static stress change from the 8 October, 2005 M = 7.6 Kashmir earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 33, L06304. Doi:10.1029/2005GL025429.
- VERHOOGEN J. 1961 – Heat balance of the Earth's core. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 4: 276–281.
- VINE F.J. 1966 – Spreading of the ocean floor – new evidence. *Science*, 154: 1405–1415.
- VINE F.J. 1968 – Paleomagnetic evidence for the northward movement of the north Pacific basin during the past 100 m.y. (abs.): *Am. Geophys. Union Trans.*, 49: 156.
- VINE F.J. & MATTHEWS D.H. 1963 – Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199: 947–949.
- WADATI K. 1928 – Shallow and deep earthquakes. *Geophys. Mag.*, 1: 162–202.
- WADATI K. 1935 – On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Islands and neighbourhoods. *Geophys. Mag.*, 8: 305–325.
- WEGENER A. 1912 – Die Entstehung der Kontinente. *Geol. Rundsch.*, 3 (4): 276–292. Doi:10.1007/BF02202896.
- WEGENER A. 1915 – Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. *Vieweg, Braunschweig*: 1–94.
- WILSON J.T. 1965 – A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207 (4995): 343–347. Doi:10.1038/207343a0.
- WILSON J.T. 1966 – Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211 (5050): 676–681. Doi:10.1038/211676a0.
- WILSON J.T. 1968 – A revolution in Earth Science. *Geotimes (Washington DC)* 13 (10): 10–16.