

Trzęsienia ziemi, tsunami i dryf kontynentów

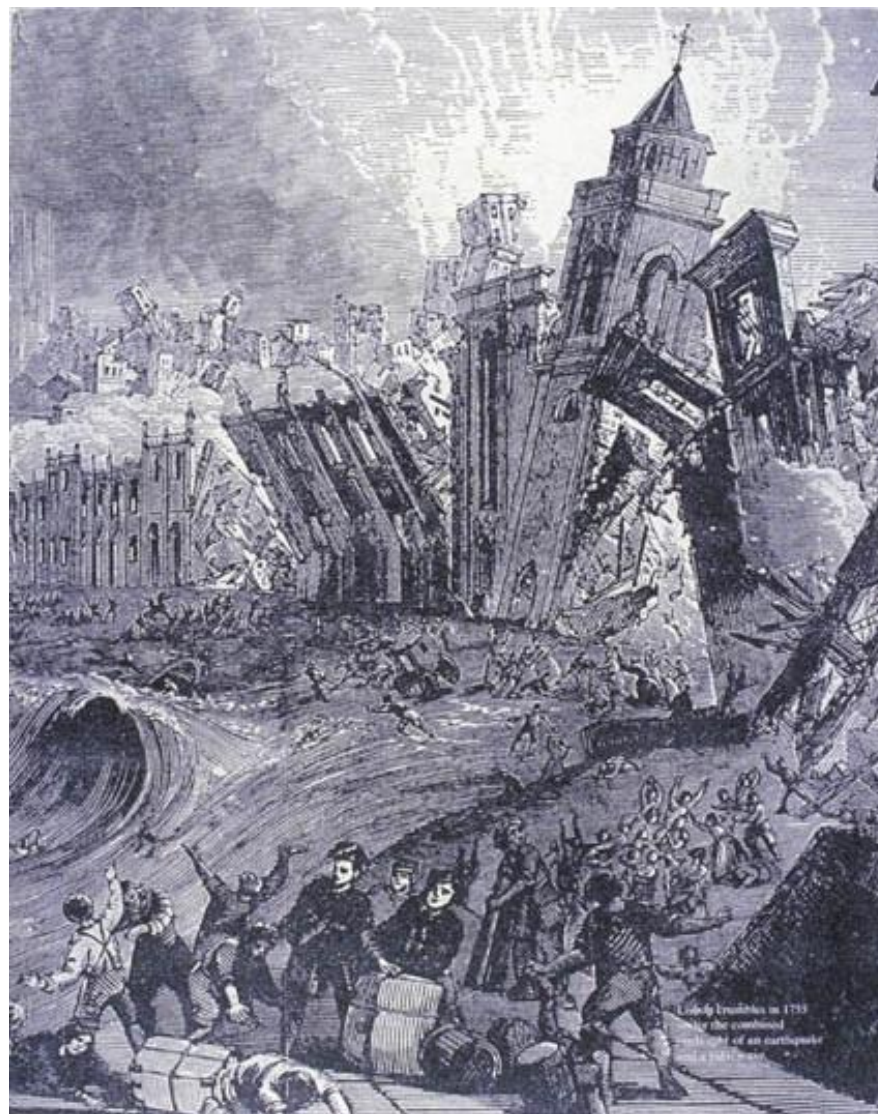
Marek GRAD

Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki, Uniwersytet Warszawski
ul. Pasteura 7, 02-093 Warszawa

Wprowadzenie

Trzęsienia ziemi i fale tsunami są najgroźniejszymi naturalnymi kataklizmami, które każdego roku powodują śmierć tysięcy ludzi i ogromne zniszczenia. Trzęsienia ziemi, szczególnie te najsilniejsze, występują na obrzeżach płyt litosferycznych i są wynikiem ich wzajemnego przemieszczania. Źródłem tego ruchu, swego rodzaju napędem dla płyt, są procesy konwekcyjne zachodzące głęboko we wnętrzu Ziemi. Pod wpływem wzajemnego przemieszczania w strefach kontaktu płyt następuje gromadzenie naprężeń w sztywnej litosferze, a do trzęsienia ziemi dochodzi gdy naprężenia przekroczą wytrzymałość ośrodka skalnego. Największą aktywnością sejsmiczną charakteryzuje się obszar wokół Pacyfiku, który tworzą w większości strefy subdukcji (kolizja płyt z siłami ściskającymi) z częstymi, silnymi i głębokimi trzęsieniami ziemi (głębokości sięgają 700 km). Dużą aktywnością charakteryzuje się też pas transkontynentalny, ciągnący się od pld-wsch Azji, poprzez Tybet i Himalaje, do basenu Morza Śródziemnego. Tu trzęsienia ziemi wywołane są głównie kolizją Euroazji z płytą Indyjską i Afrykańską. Na oceanach rzadsze, słabsze i płytsze trzęsienia koncentrują się w strefach grzbietów oceanicznych. Mechanizm tych trzęsień związany jest z siłami rozciągającymi, wynikającymi z tworzenia się w strefach ryftowych nowej litosfery. Silne, płytkie trzęsienia ziemi pod oceanami, jak również podwodne erupcje wulkanów i osuwiska mogą generować fale tsunami (jap. – *tsu*, port; *nami*, fala) rozchodzących się w oceanie w postaci bardzo długich fal, których amplituda gwałtownie wzrasta na szelfie (Rys. 1).

W wykładzie omówione zostaną wielkie trzęsienia ziemi w XX wieku oraz te które wystąpiły w obecnym stuleciu. Przedstawiony zostanie mechanizm trzęsień ziemi i generowanie przez nie fal tsunami. Przemieszczanie się płyt litosfery zostanie objaśnione procesami konwekcyjnymi w głębokim wnętrzu Ziemi.



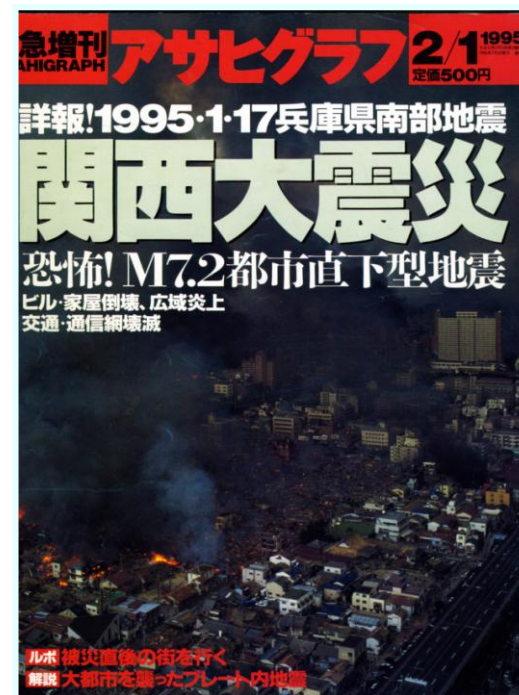
Rys. 1. Miedzioryt przedstawiający zniszczenie Lizbony przez trzęsienie ziemi i tsunami w dniu 1 listopada 1755 (kolekcja Kozaka).

Katastrofalne trzęsienia ziemi

Niemal każdego tygodnia docierają do nas informacje o silnych trzęsieniach ziemi. Wiele z nich niesie za sobą katastrofalne skutki, powodując śmierć tysięcy ludzi i ogromne zniszczenia. Przykład zniszczeń wywołanych trzęsieniem ziemi w Kobe ilustruje zdjęcie z okładki japońskiego czasopisma (Rys. 2). Poza datą – 17 stycznia 1995 roku, możemy na niej odczytać wielkość trzęsienia $M=7,2$.

Wielkość trzęsienia ziemi określa magnituda (ang. – *magnitude*, wielkość). Najbardziej znaną, i do niedawna najpowszechniej stosowaną, była opracowana w roku 1935 skala Richtera. Była ona, podobnie jak wiele innych, oparta na pomiarze amplitudy określonego typu fali sejsmicznej zarejestrowanej przez sejsmograf, np. na podstawie amplitudy objętościowej fali P (magnituda m), lub na podstawie amplitudy powierzchniowych fal Love'a (magnituda ML). Skala magnitudy jest skalą logarymiczną, co oznacza, że wzrostowi magnitudy o jednostkę odpowiada 10-cio krotny wzrost amplitudy fali. Amplituda pojedynczej fali nie odzwierciedla jednak w pełni rzeczywistej wielkości trzęsienia ziemi. O wiele dokładniej wielkość trzęsienia ziemi można określić na podstawie momentu sejsmicznego (magnituda M_w lub M), który obliczany jest dla całego obszaru płaszczyzny rozrywu. Różnice pomiędzy magnitudą m (lub ML) i M mogą być znaczne, szczególnie dla bardzo dużych trzęsień ziemi. Trzęsienia o magnitudzie $M < 5$ są zazwyczaj niegroźne, choć mogą być wyraźnie odczute. Trzęsienia o magnitudzie $M=6-7$ należą do silnych, a trzęsienia o magnitudzie $M=7-8$ do bardzo silnych, które mogą spowodować znaczne zniszczenia, szczególnie jeśli towarzyszą im osuwiska, pożary czy fale tsunami. Katastrofy sejsmiczne o magnitudzie $M=9$ i większe zdarzają się niezwykle rzadko, kilka razy na wiek, i powodują zazwyczaj ogromne zniszczenie. Trzęsieni w Kobe należało do tych silnych, które spowodowały ogromne zniszczenia (Rys. 3) i śmierć ponad 3 tysięcy ludzi.

Rys. 2. Okładka japońskiego czasopisma donoszącego o trzęsienie ziemi w Kobe 17 stycznia 1995.



Rys. 3. Mapa z lokalizacją trzęsienia ziemi w Kobe oraz przykłady zniszczeń wywołanych trzęsieniem. Wielopiętrowy budynek został przewrócony na jezdnię – maszyny budowlane próbują dostać się do jego wnętrza w akcji ratunkowej. Podobnej wysokości sąsiednie budynki nie ucierpiały. Obok powalona estakada. Wielkość zniszczeń świadczy o wielkich przyspieszeniach ścinających podczas trzęsienia.

17 sierpnia 1999 roku trzęsienie ziemi o magnitudzie $M=7,4$ nawiedziło tureckie miasto Izmit, ok. 100 km od Istanbulu (Rys. 4). Mimo podobnej wielkości do trzęsienia w Kobe, zniszczenia były o wiele większe. Wynikało to głównie z bardzo lichej jakości budynków. Widać to na Rys. 5. Większość domów wokół meczetu legła w gruzach. Solidnie zbudowany meczet i sąsiedni betonowy budynek przetrwały. Na uwagę zasługuje smukła wieża minaretu, która również przetrwała trzęsienie. Ten rejon Turcji od dawna jest nawiedzany przez silne trzęsienia ziemi. Skutki jednego z nich, które w roku 1556 nawiedziło Istanbul, przedstawia drzeworyt na Rys. 6. Widać na nim zniszczenia, zabitych i ludzi uciekających w panice.

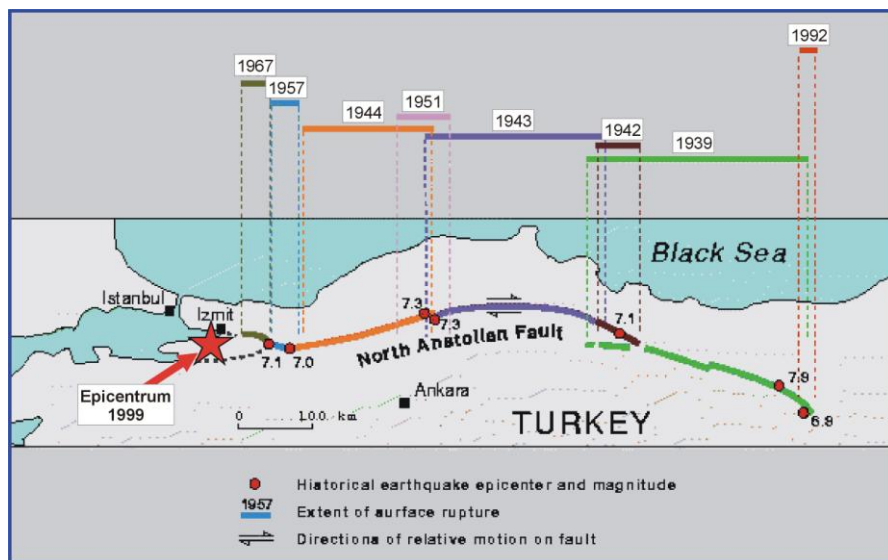


Rys. 5. Meczet w Golcuk (ok. 10 km od epicentrum).



Rys. 6. Istanbul. Obserwowana w marcu 1556 roku kometa (1556 D1, max magnituda -2) i skutki trzęsienia ziemi w dniu 10 maja 1556 roku (kolorowany drzeworyt, kolekcja Kozaka).

Rys. 4. Zniszczenia wywołane trzęsieniem ziemi w rejonie miasta Izmit. Mapka pokazuje lokalizację.

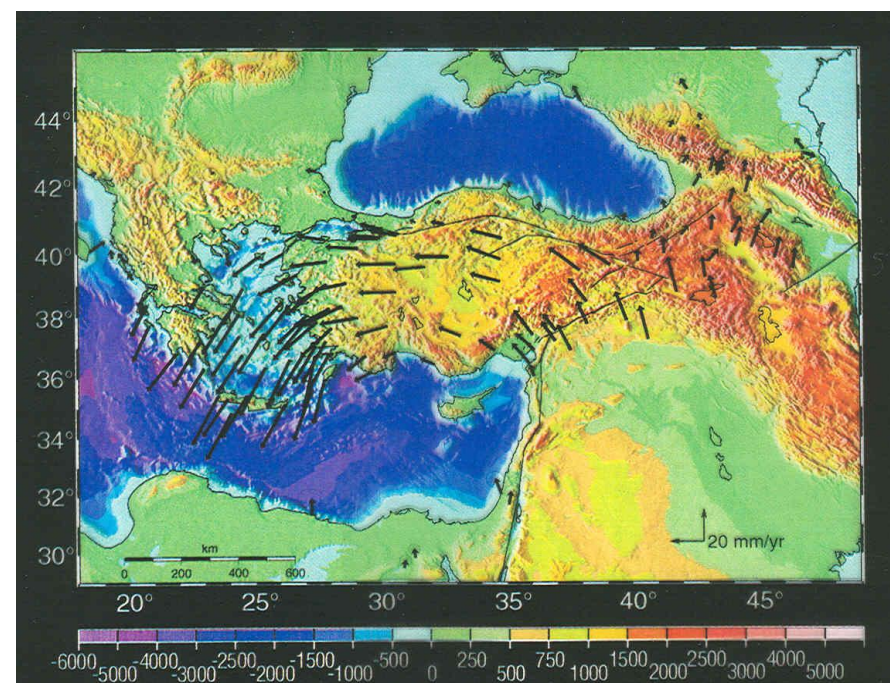


Rys. 7. Sekwencja silnych trzęsień ziemi wzdłuż uskoku Północnej Anatolii. Czerwonymi kropkami zaznaczone zostały silne trzęsienia ziemi w latach 1939-1999 (o magnitudzie ok. 7 i więcej), a kolorowe fragmenty oznaczają strefy aktywności uskoku w tych latach. Strzałki pokazują względne przemieszczenie poziome (*ang. strike-slip*) skrzydeł uskoku.

Jak stwierdzone zostało wcześniej północna Turcja od dawna jest nawiedzana przez silne trzęsienia ziemi. Ciekawą sekwencję silnych trzęsień ziemi i migrację aktywności sejsmicznej wzdłuż uskoku Północnej Anatolii ilustruje Rys. 7. W roku 1939 dwum silnym trzęsieniom ($M=6,8$ i $M=7,8$) towarzyszyła wysoka aktywność zachodniego fragmentu uskoku. W latach 1942-1944 aktywna była centralna część uskoku z trzęsieniami o magnitudzie $M=7,1$ (1942 rok), $M=7,3$ (1943 rok) i $M=7,3$ (1944 rok). W roku 1957 i 1967 aktywność uskoku miała miejsce na krótkich fragmentach w zachodniej części uskoku z największymi trzęsieniami o magnitudzie $M=7,0-7,1$, co było kontynuacją migracji trzęsień ze wschodu na zachód. Aktywność po roku 1967 zamarła na 30 lat, do roku 1999 kiedy to miało miejsce trzęsienie o magnitudzie $M=7,4$ w rejonie miasta Izmit.

Migrację aktywności sejsmicznej wzdłuż uskoku Północnej Anatolii, jaka miała miejsce w poprzednim stuleciu, można wyjaśnić korzystając ze współczesnych,

precyzyjnych pomiarów przemieszczeń techniką GPS. Na Rys. 8 strzałkami zaznaczone zostały wyniki pomiarów prędkości przemieszczenia w stacjach GPS, uzyskane na podstawie kilkuletnich obserwacji. Jako obszar referencyjny przyjęto "stabilną" płytę europejską. Na podstawie tych obserwacji możemy stwierdzić przemieszczanie się obszaru Turcji ze wschodu na zachód z prędkością ok. 20 mm/rok, zachodzącego wzdłuż uskoku Północnej Anatolii. Taki wieloletni ruch względny powoduje, że w strefie kontaktu, na powierzchni uskoku, gromadzą się naprężenia sprężyste. Trwa to do momentu, kiedy przekoczona zostanie wytrzymałość materiału, czyli skał budujących skorupę ziemską. Następuje wówczas "pęknięcie" – czyli nasze trzęsienie ziemi. Ponieważ przemieszczanie jest procesem ciągłym (w miarę), powstają kolejne nagromadzenia naprężeń wywołanych w kolejnych trzęsieniach ziemi.



Rys. 8. Współczesne wyniki pomiaru przemieszczeń względnych uzyskane techniką GPS. Strzałki pokazują przemieszczenia obszaru Turcji względem "stabilnej" płyty europejskiej. Skala pokazuje przemieszczenie w mm/rok.

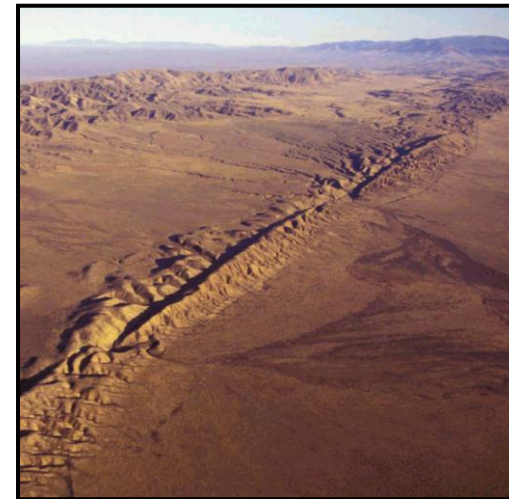


Rys. 9. Panorama zniszczonego w wyniku trzęsienia ziemi San Francisco w roku 1906.

Katastrofalne trzęsienia ziemi występują również w innych rejonach globu. W roku 1906 trzęsienie o magnitudzie $M=8,2$ miało miejsce w San Francisco. "Winnym" tego trzęsienia jest rozłam San Andreas, będący kontaktem płyty pacyficznej i płyty północnoamerykańskiej.

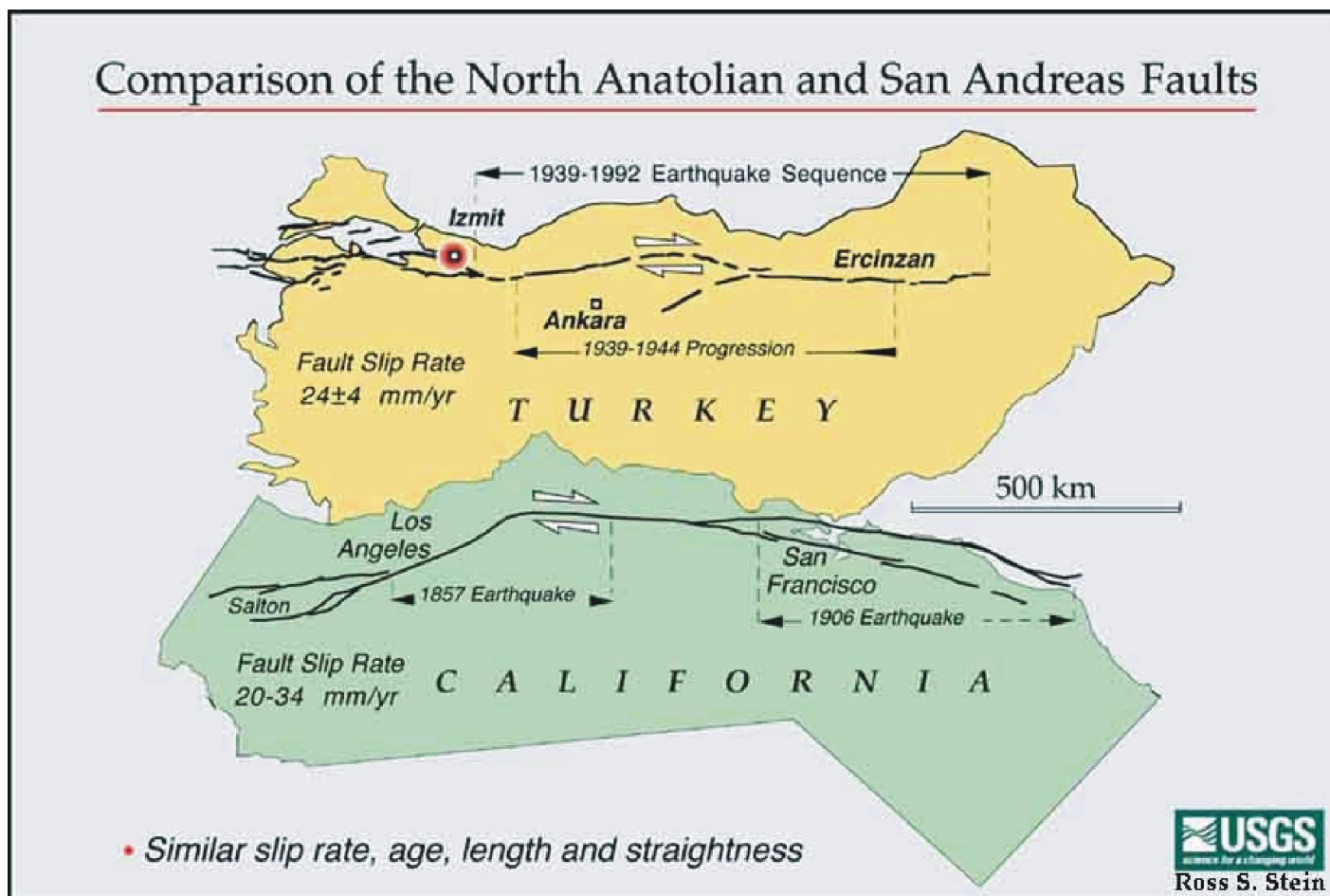


Rys. 10. Zniszczenia San Francisco w wyniku trzęsienia ziemi i pożarów w roku 1906.



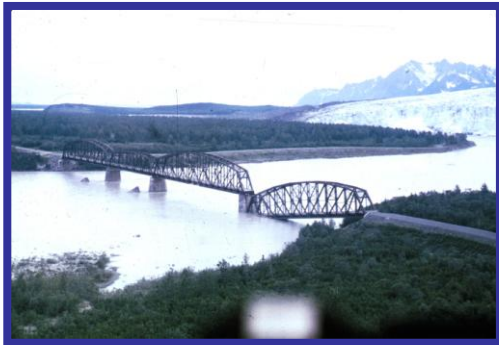
Rys. 11. Zdjęcie lotnicze rozłamu San Andreas w Kalifornii.

Kalifornijski rozłam San Andreas jest powszechnie znanym, jako że zagraża wielkim metropoliom: Los Angeles i San Francisco. Jest to miejsce "ścierania się" dwóch płyt litosferycznych: płyty pacyficznej i płyty północnoamerykańskiej. Rozłam ten jest bardzo podobny do mniej znanego, omówionego wcześniej, rozłamu Północnej Anatolii. W obu przypadkach (Rys. 12) mamy poziome przemieszczenie (*strike-slip*) w przybliżeniu liniowego rozłamu o długości ok. 1500 km, z podobną prędkością 20-34 mm/rok.



Rys. 12. Porównanie uskoków Północnej Anatolii i San Andreas; podobne przemieszczenie, wiek, długość i liniowość.

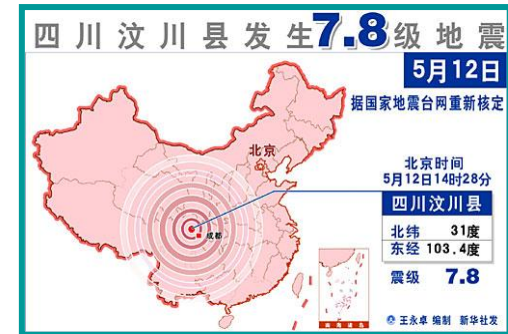
Dla łatwiejszego porównania Kalifornia została obrócona o 90 stopni.



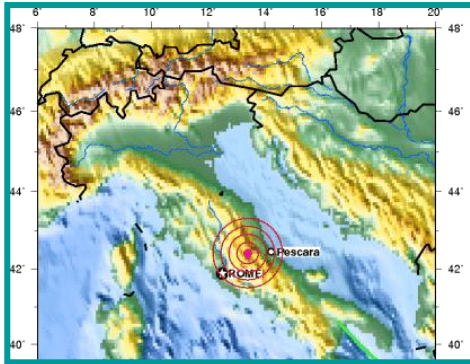
Rys. 13. Trzęsienie ziemi No. 2 w XX wieku;
Alaska, 27.03.1964, M=9,2.



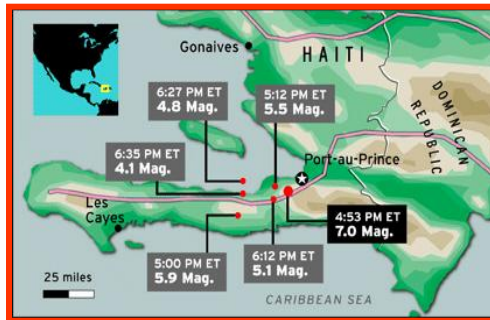
Rys. 14. Pakistan, Kaszmir,
6.09.2005, M=7,6.



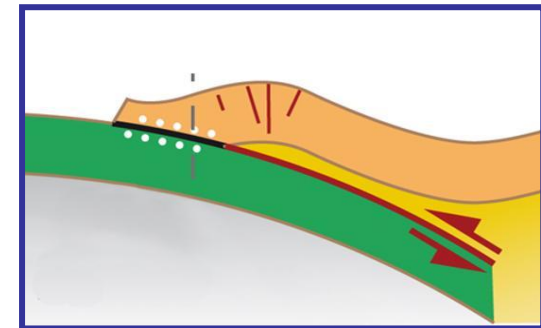
Rys. 15. Miejsce trzęsienia, Prowincja Sichuan,
Chiny 12.05.2008, M=7,9.



Rys. 16. Lokalizacja trzęsienia w Centralnych Włoszech i skutki trzęsienia, 6.04.2009, M=6.3.



Rys. 17. Trzęsienie na Haiti, 12.01.2010, M=7,0 i mapa wstrząsów następczych.



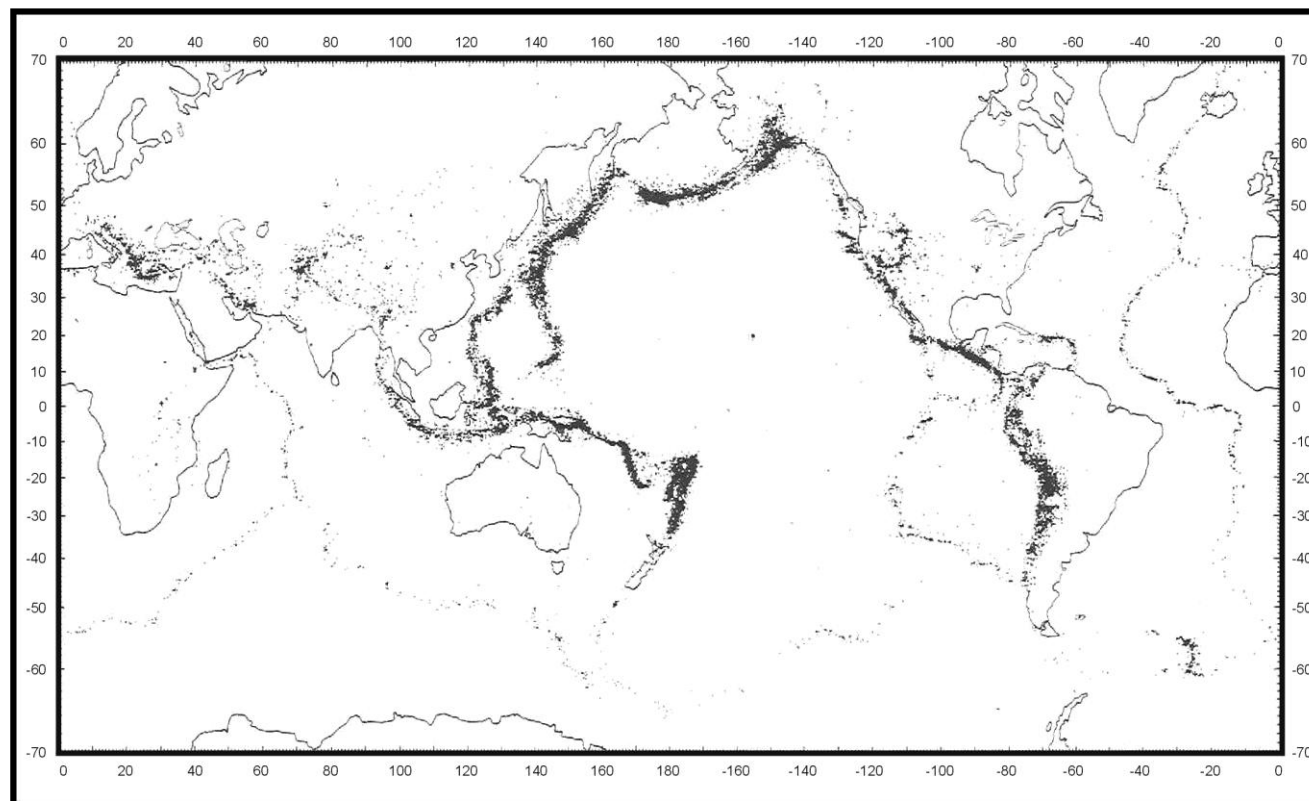
Rys. 18. Trzęsienie w Chile, 27.02.2010, M=8,8 i model ogniska trzęsienia.

Sejsmiczność Ziemi

Przedstawione powyżej trzęsienia ziemi nawiedziły różne rejony naszego globu. Japonia, Turcja, San Francisco i Alaska w Stanach Zjednoczonych, Pakistan, Chiny, Włochy, Haiti, Chile Można by postawić pytanie, czy miejsca te są przypadkowe? Okazuje się, że nie. Zdecydowanie nie. Pokazuje to dobitnie Rys. 19, na którym przedstawione zostały epicentra ok. 29.000 trzęsień ziemi z lat 1961-1967. Wyraźnie widać, że układają się one w stosunkowo wąskie strefy. Zanim pojawiły się sejsmografy, dzięki którym można rejestrować fale sejsmiczne generowane przez trzęsienia ziemi i dokładnie wyznaczyć czas i miejsce trzęsienia, wyobrażenie o sejsmiczności Ziemi dotyczyło dwóch stref. Pierwsza strefa, wokółpacyficzna (tzw. "pierścień ognia") – to miejsce najczęstszych, najsilniejszych i najgłębszych trzęsień ziemi. Nie jest przypadkiem, że właśnie tu wystąpiły najsilniejsze trzęsienia ziemi w XX wieku (Tabela 1). Druga strefa to pas transkontynentalny, ciągnący się od południowo-wschodniej Azji, poprzez Tybet i Himalaje do basenu Morza Śródziemnego.

W "erze sejsmografów" okazało się, że trzęsienia ziemi występują również na oceanach. Są one tam jednak znacznie słabsze, płytsze i koncentrują się w bardzo wąskich strefach. Są to osiowe części grzbietów oceanicznych – podmorskiego łańcucha górskiego, o długości ok. 40.000 km!

Taki obraz sejsmiczności Ziemi jest jednym z argumentów Nowej Tektoniki Globalnej, w której postuluje się podział litosfery Ziemi na płyty, które mogą się względem siebie przemieszczać. Trzęsienia ziemi występują właśnie na obrzeżeniach płyt. W takich miejscach jak uskoki San Andreas lub uskoki Południowej Anatolii płyty przemieszczają się względem siebie poziomo (*strike-slip*). Dwa inne możliwe przemieszczenia to odsuwanie się płyt od siebie jak to ma miejsce właśnie w grzbietach oceanicznych, oraz kolizja płyt w wyniku której jedna z płyt jest wciskana (subdukowana) pod drugą (*dip-slip*).

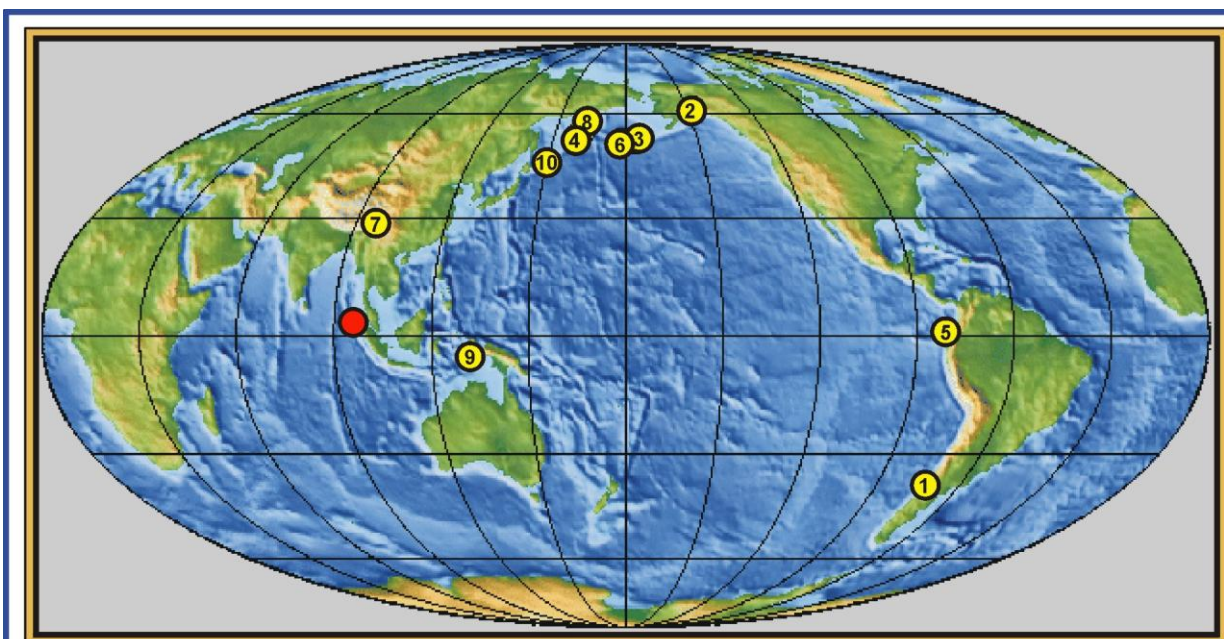


Rys. 19. Epicentra ok. 29.000 trzęsień ziemi z lat 1961-1967 (Barazangi, Dorman, 1969).

Tabela 1.

Dziesięć największych trzęsień ziemi w XX wieku (USGS National Earthquakes Information Center, 2005).

Pokazano również lokalizację trzęsienia u wybrzeży Sumatry – źródła katastrofalnego tsunami w roku 2004.



Lokalizacja	Data	Magnituda	Współrzędne ϕ, λ
1. Chile	1960 05 22	9.5	38.24 S 73.05 W
2. Prince William, Alaska	1964 03 28	9.2	61.02 N 147.65 W
3. Andreanof, Alaska	1957 03 09	9.1	51.56 N 175.39 W
4. Kamczatka	1952 11 04	9.0	52.76 N 160.06 E
5. Ekwador	1906 01 31	8.8	1.00 N 81.5 W
6. Rat Islands, Alaska	1965 02 04	8.7	51.21 N 178.50 E
7. Assam - Tybet	1950 08 15	8.6	28.50 N 96.50 E
8. Kamczatka	1923 02 03	8.5	54.00 N 161.00 E
9. Indonezja	1938 02 01	8.5	5.05 S 131.62 E
10. Kuryle	1963 10 13	8.5	44.90 N 149.60 E
Płn. Sumatra	2004 12 26	9.3	3.30 N 95.78 E

Trzęsienie ziemi i tsunami: Lizbona, 1 listopada 1755

1 listopada 1755, o godzinie 9:16 czasu lokalnego, ok. 250 km na południowy-zachód od Lizbony pod dnem Atlantyku wystąpiło silne trzęsienie ziemi, którego magnitudę ocenia się obecnie na $M=8,7$. Trzęsienie ziemi nastąpiło w dniu Wszystkich Świętych, kiedy wielu z liczącej ok. 250.000 mieszkańców Lizbony było w kościołach. Wiele z kamiennych budowli zakolysało się gwałtownie i zawaliło. Wkrótce wybuchły pożary i wielu mieszkańców szukało schronienia nad rzeką. Około 30 minut po trzęsieniu fala tsunami o wysokości sięgającej 6 m dotarła na brzeg Tagu i wiele osób utonęło (Rys. 1 i 20). W wyniku trzęsienia, pożarów i tsunami zginęła $\frac{1}{4}$ populacji miasta, uchodzącego w XVIII wieku za jedno z najpiękniejszych i najbogatszych miast Europy. Fale tsunami spowodowały również ofiary i zniszczenia w południowej Hiszpani i w okolicach Gibraltaru. Z mniejszą intensywnością tsunami osiągnęły wybrzeża Francji, Wielkiej Brytanii, Irlandii, Belgii i Holandii. Po przejściu przez Atlantyk, w godzinach popołudniowych fale tsunami wysokości ok. 1 m zaobserwowane zostały na Martynice i Barbadosie (Bolt, 1999; Kozak, Musson, 1997).



Rys. 20. Miedzioryt przedstawiający zniszczenie Lizbony przez trzęsienie ziemi i tsunami w dniu 1 listopada 1755 (Ambraseys, 1976).

Trzęsienie ziemi i tsunami: Sumatra–Andaman, 26 grudnia 2004

W niedzielę 26 grudnia 2004, w pierwszy dzień Świąt Bożego Narodzenia o godzinie 07:58:53 czasu lokalnego (odpowiednio 00:58:53 czasu uniwersalnego UT) u północnych wybrzeży Sumatry wystąpiło katastrofalne w skutkach, ogromne trzęsienie ziemi. Związane z nim fale tsunami dokonały ogromnych zniszczeń w wielu krajach wokół Oceanu Indyjskiego (Rys. 21 i 22). Fale tsunami dotarły do wybrzeży Indonezji, Malezji, Tajlandii, Birmy-Myanmar, Bangladeszu, Indii, Sri Lanki, Malediwów, a nawet Somalii i Kenii w Afryce. Ocenia się, że tsunami spowodowało śmierć ok. 300.000 ludzi (Henstock i in., 2005; Khan, Gudmundsson, 2005).

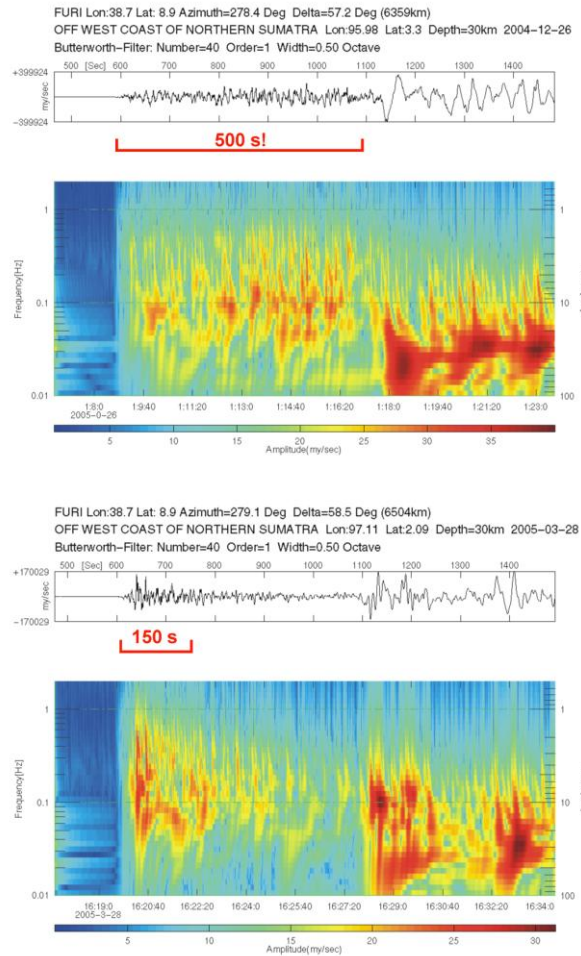


Rys. 21. Zniszczenia wywołane falą tsunami w prowincji Banda Aceh (Północna Sumatra). Fala wdarła się ponad 2 km w głąb lądu; poniżej zdjęcie tego samego obszaru sprzed tsunami.

Epicentrum trzęsienia ziemi (początek strefy rozrywu) znajdowało się ok. 250 km na zachód od prowincji Banda Aceh na północy Sumatry ($\varphi=3,30^{\circ}\text{N}$, $\lambda=95,96^{\circ}\text{E}$), 1260 km od Bangkoku i 1590 km od Dżakarty. Głębokość ogniska ocenia się według różnych źródeł na 10-30 km. W pierwszych doniesieniach tuż po trzęsieniu, jego magnitudę oceniono na 8,0, którą poprawiono wkrótce na $M=8,7$, a następnie $M=9,0$ (np. Ambrosius i in., 2005). Analiza drgań własnych Ziemi (mody ${}_0S_2$, ${}_0S_3$ i ${}_0S_4$) pozwoliły na dokładne obliczenie momentu sejsmicznego, którego wartość wyniosła $1,0 \times 10^{30}$ dyna cm, a odpowiadająca mu magnituda $M=9,3$ (Stein, Okal, 2005). Oznacza to, że trzęsienie u wybrzeży Sumatry było drugim co do wielkości, od czasu rozpoczęcia instrumentalnych rejestracji na początku XX wieku. Większym było jedynie trzęsienie w 1960 roku u wybrzeży Chile, którego magnituda wyniosła $M=9,5$ (Tabela 1). Długość rozrywu powstałego w wyniku trzęsienia ziemi u wybrzeży Sumatry wyniosła 1200 km, a obszar o szerokości ok. 200 km został przemieszczony średnio o 11 m (Stein, Okal, 2005). Jest to najdłuższy rozryw jaki kiedykolwiek zaobserwowano. Czas trwania procesu rozrywania wyniósł ok. 500 s (Rys. 23), co oznacza średnią prędkość rozrywu ok. 2,5 km/s (Henstock i in., 2005; Ni i in., 2005). W trakcie trzęsienia płyta Indyjska zagłębiła się pod mikroplytę Birmy (rozłam odwrócony, o małym nachyleniu ok. 10 stopni w kierunku północno-wschodnim). Na całym tym obszarze w przeciągu pierwszego tygodnia po trzęsieniu (do 1 stycznia 2005) zarejestrowanych zostało ponad 100 wstrząsów następczych (*aftershocks*) o magnitudzie $M>5,0$. Największy z nich, który wystąpił 3 godziny po wstrząsie głównym miał magnitudę $M=7,1$. Trzydzieści innych miało magnitudę $M=6,0$ lub większą. Nie stwierdzono fal tsunami, które byłyby wynikiem wstrząsów następczych.

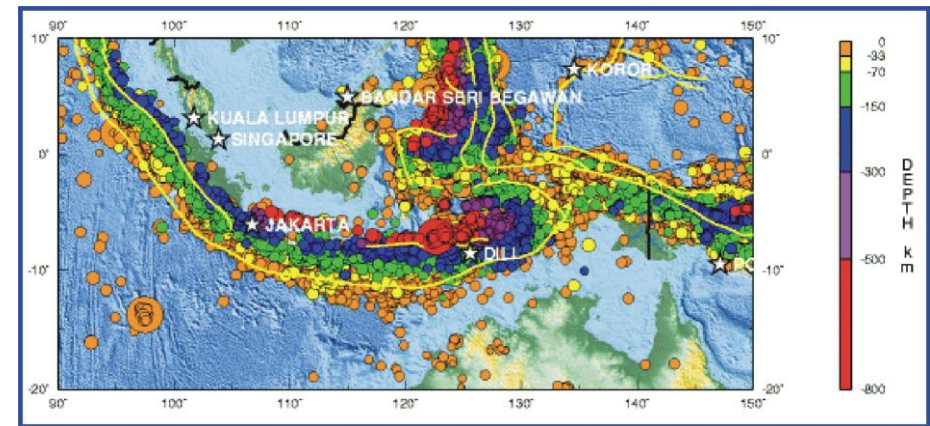
Rys. 22. Północne wybrzeże Sumatry, prowincja Banda Aceh; (a) przed (23 czerwca 2004) i (b) po tsunami (28 grudnia 2004). Biała przerywana linia pokazuje położenie linii brzegowej przed atakiem tsunami, a kółko zniszczony most (<http://www.globexplorer.com/disasterimages>, © DigitalGlobe).





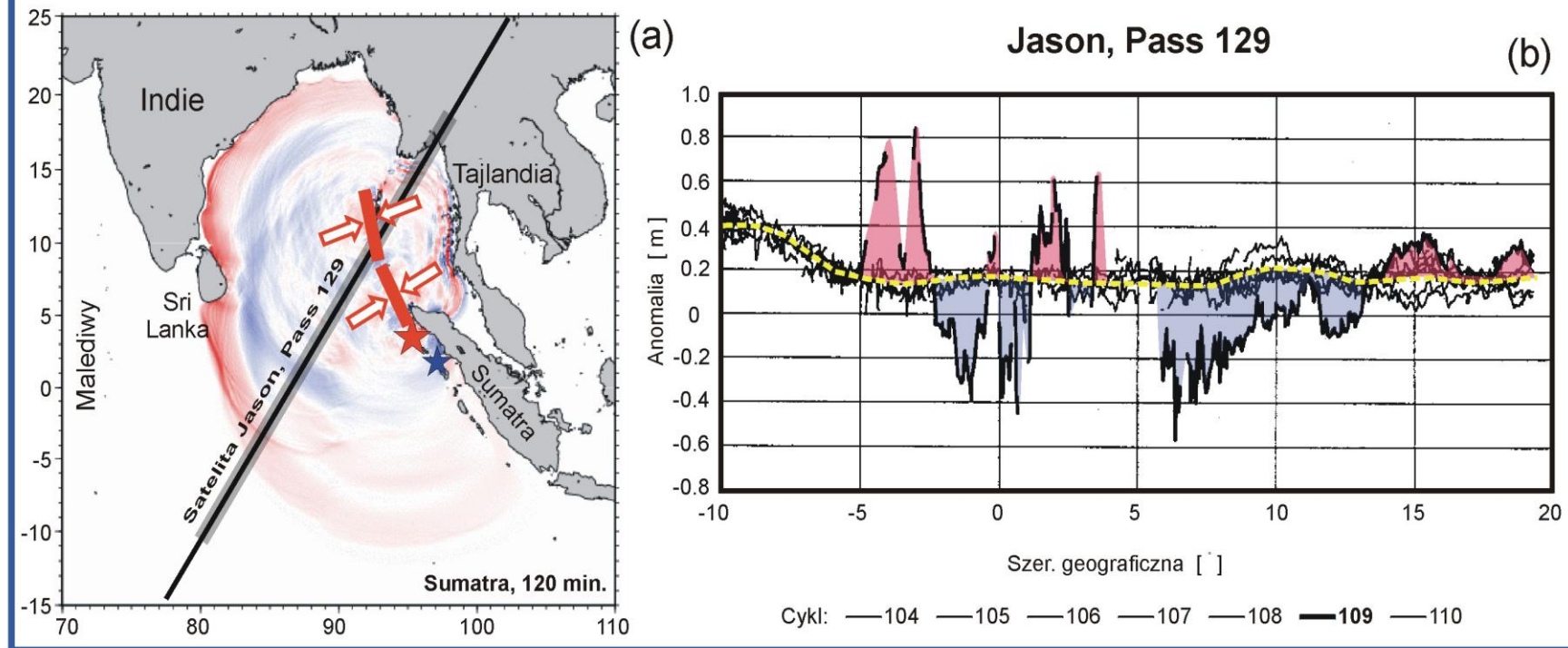
Rys. 23. Sejsmogramy i sejsmogramy spektralne trzęsień ziemi w rejonie Sumatry w dniu 26 grudnia 2004 ($M=9,3$) oraz w dniu 28 marca 2005 ($M=8,7$) zarejestrowane na stacji FURI (odległość $\Delta \approx 58^0$). Czasy trwania procesu rozrywania wyniosły odpowiednio ok. 500 s i ok. 150 s.

Duża aktywność sejsmiczna w rejonie Sumatry nie jest zaskoczeniem (Rys. 24). W latach 1976-2003 odnotowano tu sześć bardzo silnych ($M_w > 7,0$) trzęsień ziemi, wynikających ze zbieżnego ruchu płyt (*convergent plate motion*): płyty Indo-Australijskiej i płyty Azji Południowo-Wschodniej (Birmy). Granicę płyt stanowi Wielki Uskok Sumatry (*Great Sumatran Fault*), przebiegający w kierunku SE-NW, który jest równoległy do wybrzeża Sumatry i do rowu Sunada. Ruch względny płyt ma kierunek N10E, a jego średnia prędkość jest rzędu 5-6 cm/rok (Natawidjaja i in, 2004; Khan, Gudmundsson, 2005). Trzęsienia ziemi należące do grupy tych największych wystąpiły w strefie subdukcji w roku 1797 ($M=8,4$), 1833 ($M=8,7$), 1861 ($M=8,5$) i 2000 ($M=7,9$) i co należy podkreślić, wszystkie na południe od trzęsienia z 26 grudnia 2004. W miejscu trzęsienia ziemi z roku 1861 wystąpiło silne trzęsienie w dniu 28 marca 2005, o magnitudzie $M=8,7$, głębokości 40 km i rozrywie długości ok. 350 km. Przesuwanie się aktywności sejsmicznej, stwarza groźbę kolejnych bardzo silnych trzęsień, podobnie jak 100 lat temu (Vigny i in, 2005; Henstock i in., 2005). Przypuszczenia te poparte są pomiarami GPS przemieszczeń w obszarze południowej Sumatry; w miejscu trzęsienia ziemi z roku 1833 akumulacja przemieszczeń wynosi obecnie ok. 6 m (Vigny i in, 2005; Ambrosius i in. 2005).



Rys. 24. Sejsmiczność Indonezji 1990-2000 (wg USGS). Kółka oznaczają położenie epicentrum, a kolor głębokość ogniska trzęsienia ziemi (pomarańczowe – płytkie, niebieskie – pośrednie, czerwone – głębokie). Wyraźnie widać zagłębienie się ognisk od strony oceanu ku Sumatrze wskazujące na subdukcję litosfery oceanicznej pod litosferę kontynentalną.

Anomalie wysokości poziomu morza zarejestrowane przez satelitę JASON 2 godziny po trzęsieniu ziemi, Sumatra, 26 grudnia 2004



Rys. 25. Rozchodzenie się fal tsunami na Oceanie Indyjskim po trzęsieniu ziemi u wybrzeży Sumatry, 26 grudnia 2004, $M_w=9,3$. (a) Położenie frontu fali tsunami 2 godziny po trzęsieniu (kolor czerwony oznacza grzbiet fali, niebieski – dolinę); czerwona gwiazdka oznacza położenie epicentrum wstrząsu z 26 grudnia 2004, czerwone linie strefę uskoku, a strzałki kierunki przemieszczeń w strefie subdukcji. Mniejsza niebieska gwiazdka oznacza położenie epicentrum kolejnego silnego wstrząsu z 28 marca 2005, $M_w=8,7$. (b) Anomalie poziomu oceanu zmierzone przez satelitę Jason wzdłuż trasy 129 (pass 129, lokalizacja przedstawiona na Rys. 25a). Żółta przerywana linia pokazuje średnią wartość z uzyskaną pomiarów co 10 dni w cyklach 104-108, odpowiednio 10, 20 itd. dni przed trzęsieniem. Anomalie zaznaczone na czerwono i niebiesko odpowiadają pomiarowi w cyklu 109 (gruba linia), 2 godziny po trzęsieniu z 26 grudnia 2004. Dane z 5 stycznia 2005 pokazują powrót do niezaburzonego poziomu oceanu (cykl 110). Kompilacja na podstawie: <http://staff.aist.go.jp/kenji.satake/Sumatra-E.html>; Henstock i in., 2005; Ambrosius i in., 2005; Gover, 2005; Ohta i in., 2005.

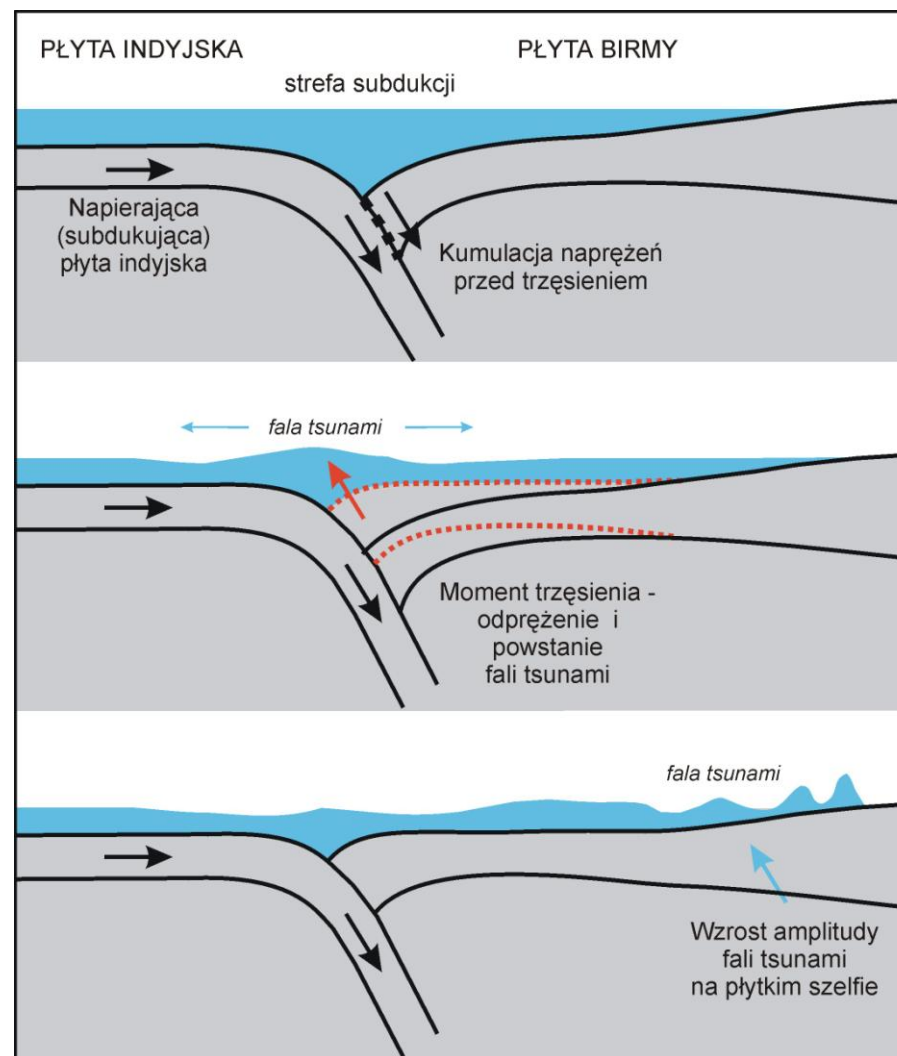
Niszczące fale tsunami i mechanizm ich powstawania

Fale tsunami generowane są głównie przez silne oceaniczne i podmorskie trzęsienia, jak również podwodne erupcje wulkanów i osuwiska. Jednak nie wszystkie silne trzęsienia ziemi generują silne fale tsunami. Proces ten zależy od wielu czynników, takich jak mechanizm źródła, jego głębokość, geometria dna oceanicznego, rodzaj skał budujących podłoże oceanu (Gusiakov, 2001). Ocenia się, że 85% przypadków tsunami występuje w Oceanie Spokojnym, ale występują one również w Oceanie Indyjskim i Atlantyku. W czasach historycznych m.in. Morze Śródziemne i Morze Karaibskie były nawiedzane przez lokalnie niszczące tsunami (np. Papadopoulos, Vassilopoulou, 2001; Tinti, Armigliato, 2001).

Nagle przemieszczenie dna oceanicznego (szczególnie pionowe) na dużym obszarze powoduje wypiętrzenie (lub obniżenie) warstwy wody, będące źródłem bardzo długich fal (rzędu 150-250 km), przebiegających ocean z prędkością 500-850 km/godz. Obserwacje fal tsunami rozchodzących się na Oceanie Indyjskim po trzęsieniu ziemi u wybrzeży Sumatry 26 grudnia 2004 przedstawia Rys. 25. Gdy długość fali znacznie przewyższa głębokość oceanu propagująca się fala tsunami nie ulega dyspersji, a prędkość fazową c_f i grupową c_g można wyrazić jako

$$c_g \approx c_f \approx (gh)^{1/2},$$

gdzie: g – przyspieszenie ziemskie (ok. 10 ms^{-2}), h – głębokość oceanu (w m). W oceanie o głębokości 2, 4 i 6 km, prędkości fal tsunami wynoszą odpowiednio ok. 140, 200 i 240 m/s (Dahlen, Tromp, 1998). Są więc one kilkudziesięciokrotnie wolniejsze od sejsmicznych fal P. Jest to istotne z punktu widzenia możliwości identyfikacji silnych trzęsień ziemi przed nadejściem fal tsunami. Na oceanie, głębokowodna fala tsunami charakteryzuje się amplitudą ~0,1-1 m (Rys. 25 i 26). Zbliżając się do szelfu fala zwalnia ulegając spiętrzeniu. Na wybrzeżu jej amplituda może osiągać od kilku do 30-40 m wysokości, powodując ogromne zniszczenie. Fale tsunami są słabo tłumione i mogą przemierzać ogromne odległości światowego oceanu. Tsunami powstałe po trzęsieniu ziemi w Chile (1960) dotarło na Hawaje po 14-tu godzinach i spowodowało w Hilo śmierć 61 osób, a 282 zostało poważnie rannych. Obecnie strefa całego Oceanu Spokojnego objęta jest ostrzeganiem 60 minutowym, strefy regionalne ostrzeganiem 20 minutowym, a lokalnie nawet 5 minutowym od wystąpienia trzęsienia ziemi, które wygenerowało fale tsunami. Niestety, na Oceanie Indyjskim nie było takich systemów ostrzegania przed nadchodzącym tsunami, co okazało się katastrofalne w skutkach 26 grudnia 2004.



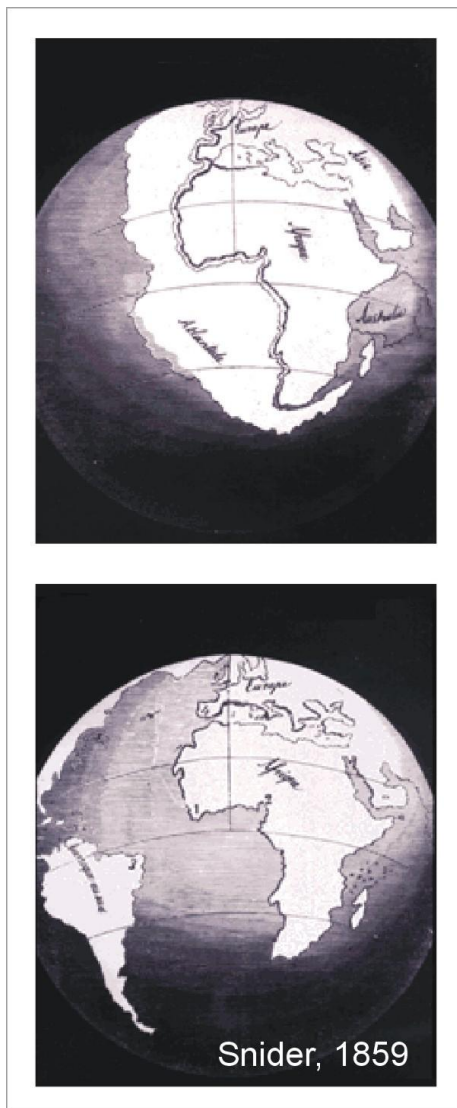
Rys. 26. Schemat mechanizmu powstawania trzęsienia ziemi i fali tsunami (uwaga – skala elementów rysunku nie jest zachowana; Grad, 2005).

Dryf kontynentów i konwekcja we wnętrzu Ziemi

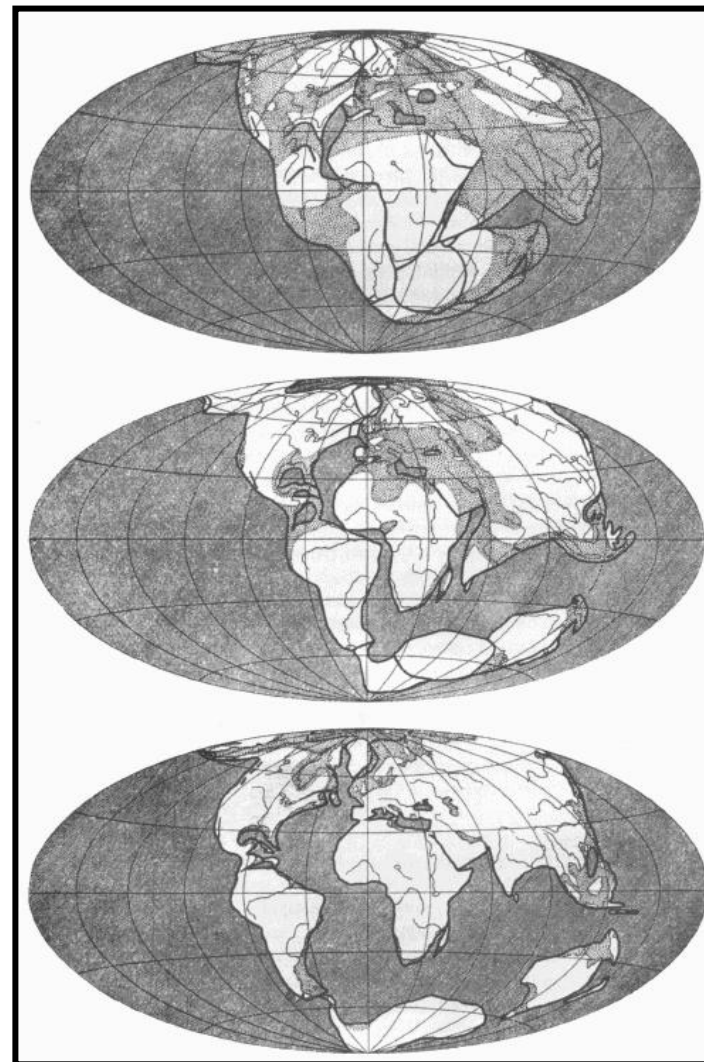
W roku 1859 Snider opublikował rysunek, który przedstawiał kontynenty przed ich rozdzieleniem (Rys. 27). Snider zwracał uwagę na podobieństwo kształtu linii brzegowej po obu stronach Atlantyku: wschodnich wybrzeży obu Ameryk i zachodnich wybrzeży Europy i Afryki. Przyczyny rozpadu kontynentów upatrywał w kataklizmie, który miał miejsce kilka tysięcy lat temu. Hipoteza rozdzielenia kontynentów zyskała nowe znaczenie dzięki pracom Wegenera (1912).



Jego zasadniczą tezą była realność ruchu kontynentów. Na poparcie swojej hipotezy Wegener zebrał argumenty geofizyczne, paleontologiczne, geologiczne i geodezyjne. Zdając sobie sprawę z przypadkowości linii brzegowej kontynenty dopasował wzdłuż granic ich szelfów (Rys. 28). Słabym punktem hipotezy był brak mechanizmu, który powodował przemieszczanie się kontynentów. Sugerowana przez Wegenera siła odśrodkowa działająca na masy powyżej powierzchni geoidy była zbyt znikoma aby spowodować ten efekt.

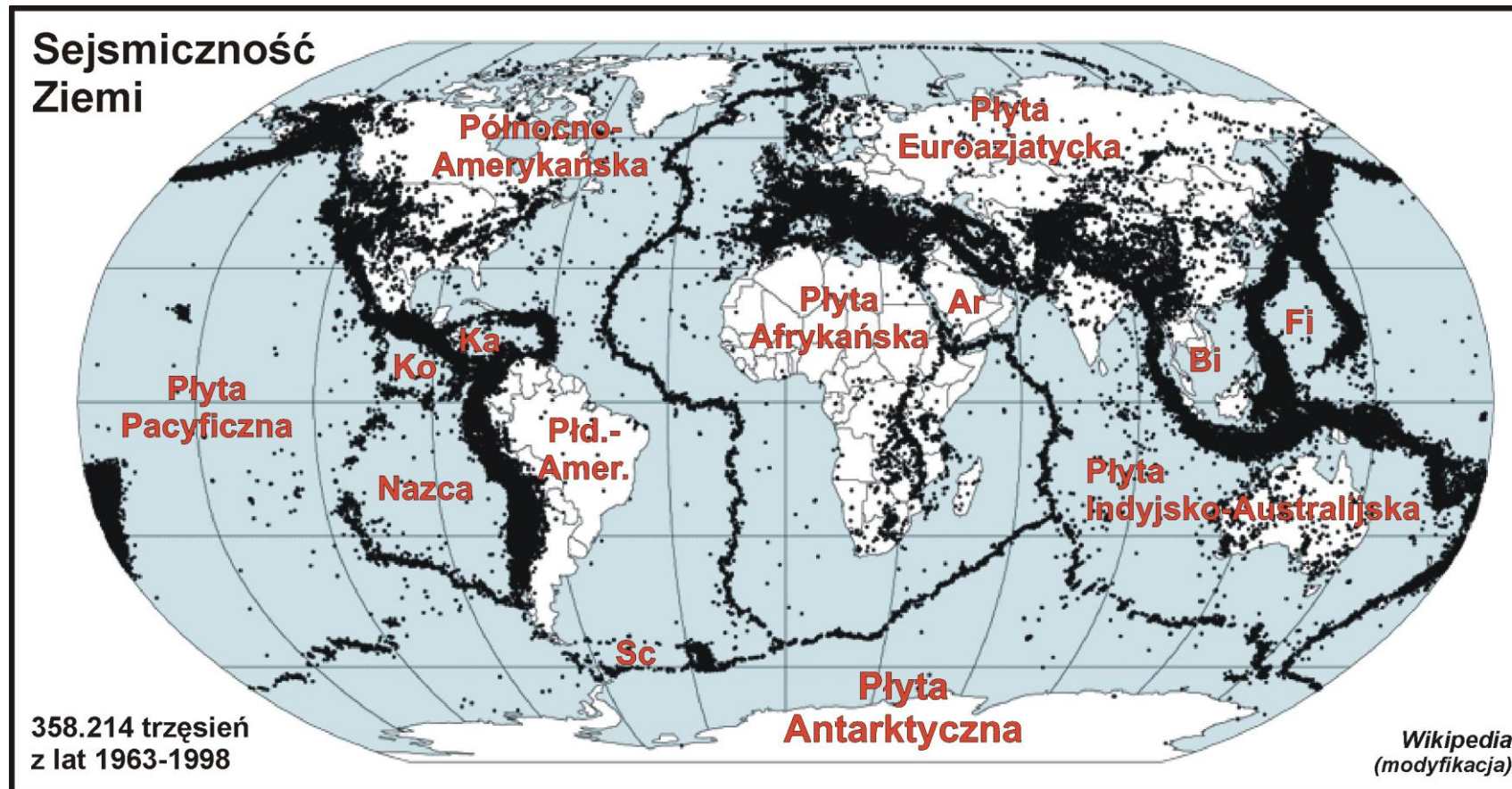


Rys. 27. Kontynenty przed rozdzieleniem i ich położenie współczesne.



Rys. 28. Pangea – prakontynent, z rozpadu którego powstał współczesny układ kontynentów (wg Wegenera, 1912).

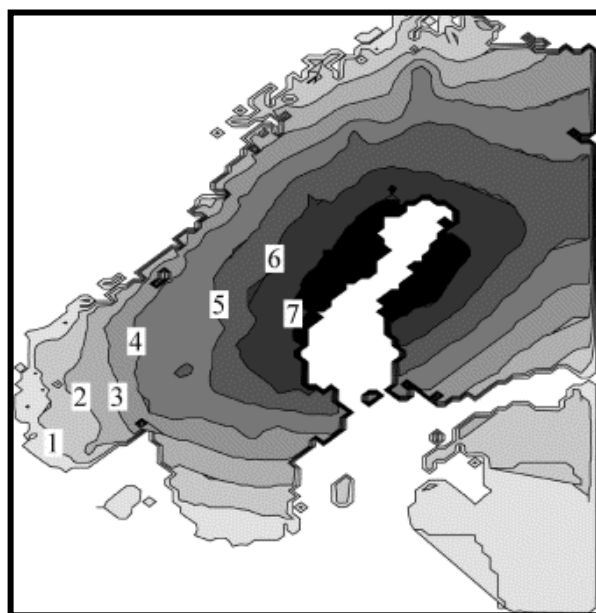
Kolejne lata przyniosły wiele faktów przemawiających za dryfem kontynentów (m.in. ciągłość budowy geologicznej Ameryki Południowej i Afryki po obu stronach Atlantyku, układ liniowych anomalii magnetycznych symetrycznych względem osi grzbietu śródoceanicznego, rekonstrukcje paleomagnetyczne). Podstawę podziału na płyty daje mapa sejsmiczności (Rys. 29). Litosfera Ziemi dzieli się na kilka wielkich płyt (np. płyta pacyficzna, płyta afrykańska), uzupełnionych mozaiką mniejszych płyt i mikroplt (np. płyta arabska, płyta karaibska). Ich granice pokrywają się ze strefami o dużej aktywności sejsmicznej. Żmne, sztywne płyty litosferyczne, przemieszczają się „pływając” w gorącej, mniej lepkiej materii płaszczu. Prędkość tego przemieszczania wydaje się niewielka w skali życia człowieka. Wynosi ona od 1 do 18 cm/rok, ale w czasie geologicznym prowadzi do przemieszczeń na odległość setek czy nawet tysięcy kilometrów.



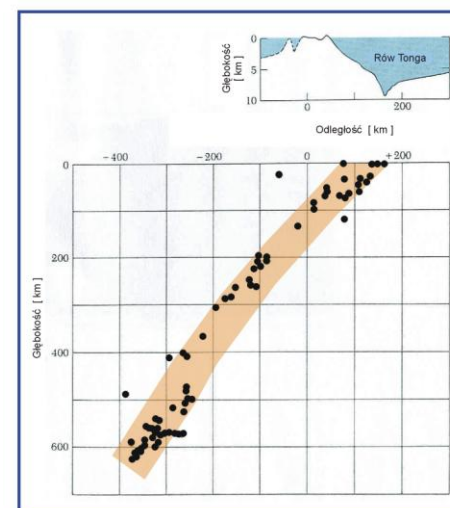
Rys. 29. Sejsmiczność Ziemi i podział na płyty litosferyczne.

Oznaczenia płyt litosferycznych: Ar – Arabska; Bi – Płyta Birmy; Fi – Filipińska; Ka – Karaibska; Ko – Kokosowa; Sc – Płyta Scotia.

Hipoteza Wegenera postulowała realność ruchu kontynentów. Współcześnie ruchy poziome litosfery obserwowane są w aktywnych strefach rozłamowych (np. uskok San Andreas, uskok Północnej Anatolii – patrz Rys. 12). Ruchy pionowe obserwuje się m.in. w Skandynawii. Kilkadziesiąt tysięcy lat temu obszary wokółbiegunowe (Arktyka, tarcza kanadyjska, Skandynawia z maksymalnym zasięgiem na południe obejmującym terytorium Polski) pokryte były kilkukilometrową warstwą lodu. Jego nacisk spowodował „wciśnięcie” litosfery w płaszcz Ziemi. Około 10 tysięcy lat temu lód stopniał, i litosfera powraca do wcześniejszego położenia równowagi. Odprężenie to trwa do dziś, a maksymalna prędkość wynurzania się Skandynawii wynosi ok. 1 cm/rok (Rys. 30). Lokalizacja ognisk i mechanizmów trzęsień ziemi wskazuje również na przemieszczanie się płyt litosfery (np. w strefach subdukcji ocean-ocean i ocean-kontynent; Rys. 31). Przykłady te pokazują realność współczesnych ruchów kontynentów. Wyniki badań geologicznych i paleomagnetycznych wskazują, że takie przemieszczenia miały miejsce również przez miliony lat historii geologicznej Ziemi. Kontrowersyjnym pozostaje problem źródła sił powodujących ruch płyt litosferycznych. Obecnie przeważa pogląd, że płyty litosferyczne „płyną” zgodnie z kierunkiem prądów konwekcyjnych w płaszczu Ziemi. Złożony ruch kontynentów (płyt) jest wynikiem przepływów wielu komórek konwekcyjnych (Rys. 32).

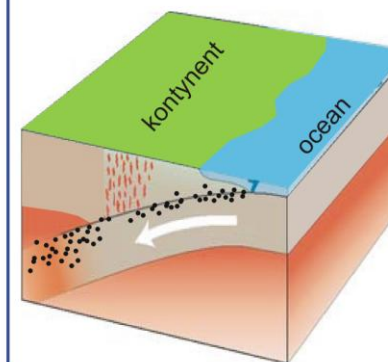


Rys. 30. Współczesne ruchy pionowe litosfery - wynurzanie Skandynawii (prędkość wynurzania w mm/rok).



Ogniska trzęsień ziemi w rejonie rowu Tonga (SW Pacyfik; Isacks i in., JGR, 1965)

Subdukcja skorupy oceanicznej pod skorupę kontynentalną



Rys. 31. Strefa subdukcji ocean-ocean – kontynent-ocean. Kropki oznaczają ogniska trzęsień ziemi.

Konwekcja jest procesem w którym energia cieplna zostaje zamieniona na energię ruchu materii ("cieczy"). Konwekcja występuje m.in. w atmosferze, wodzie, ale także we wnętrzu Ziemi. Aby konwekcja mogła się pojawić, ciecz musi być ogrzewana od dołu i chłodzona od góry. Ponieważ ciepła materia ma mniejszą gęstość, będzie zgodnie z prawem wyporu unoszona do góry. Podobnie ochłodzona ciecz będzie opadać w dół. Tworzy się w ten sposób przepływ zamknięty, tzw. komórka konwekcyjna. Do powstania konwekcji nie wystarczy, żeby temperatura w dole warstwy była wyższa niż temperatura na górze. Warunkiem zaistnienia konwekcji jest aby liczba Rayleigha

$$R = \frac{\rho^2 \cdot c \cdot \Delta T \cdot d^3 \cdot \alpha \cdot g}{\chi \cdot \eta}$$

była wyższa od pewnej wartości krytycznej. We wzorze na R oznaczono: η współczynnik lepkości, κ współczynnik przewodnictwa cieplnego, α współczynnik rozszerzalności cieplnej, ρ gęstość, ΔT różnica temperatur, c ciepło właściwe, g przyspieszenie ziemskie, d grubość warstwy cieczy. Wartość krytyczna liczby Rayleigha jest rzędu tysiąca, natomiast po podstawieniu do wzoru wartości realnych dla płaszcza Ziemi ($\eta=10^{21}$ kg/ms, $d=700$ km, $\Delta T=1000^\circ\text{C}$), otrzymamy dla R wartość ponad milion – konwekcja w Ziemi musi więc zachodzić!

W numerycznym modelowaniu konwekcji "ciecz" opisywana jest przez następujący układ czterech równań:

$$(1) \quad \rho_0 \frac{D\mathbf{v}}{Dt} = -\nabla p + \nabla \cdot (2\eta \mathbf{D}) + \rho \mathbf{g} \quad \text{równanie Naviera-Stokesa,}$$

$$(2) \quad \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T = \kappa \nabla^2 T + q/c \quad \text{równanie przewodnictwa cieplnego,}$$

$$(3) \quad \rho = \rho_0(1 - \alpha T) \quad \text{równanie stanu,}$$

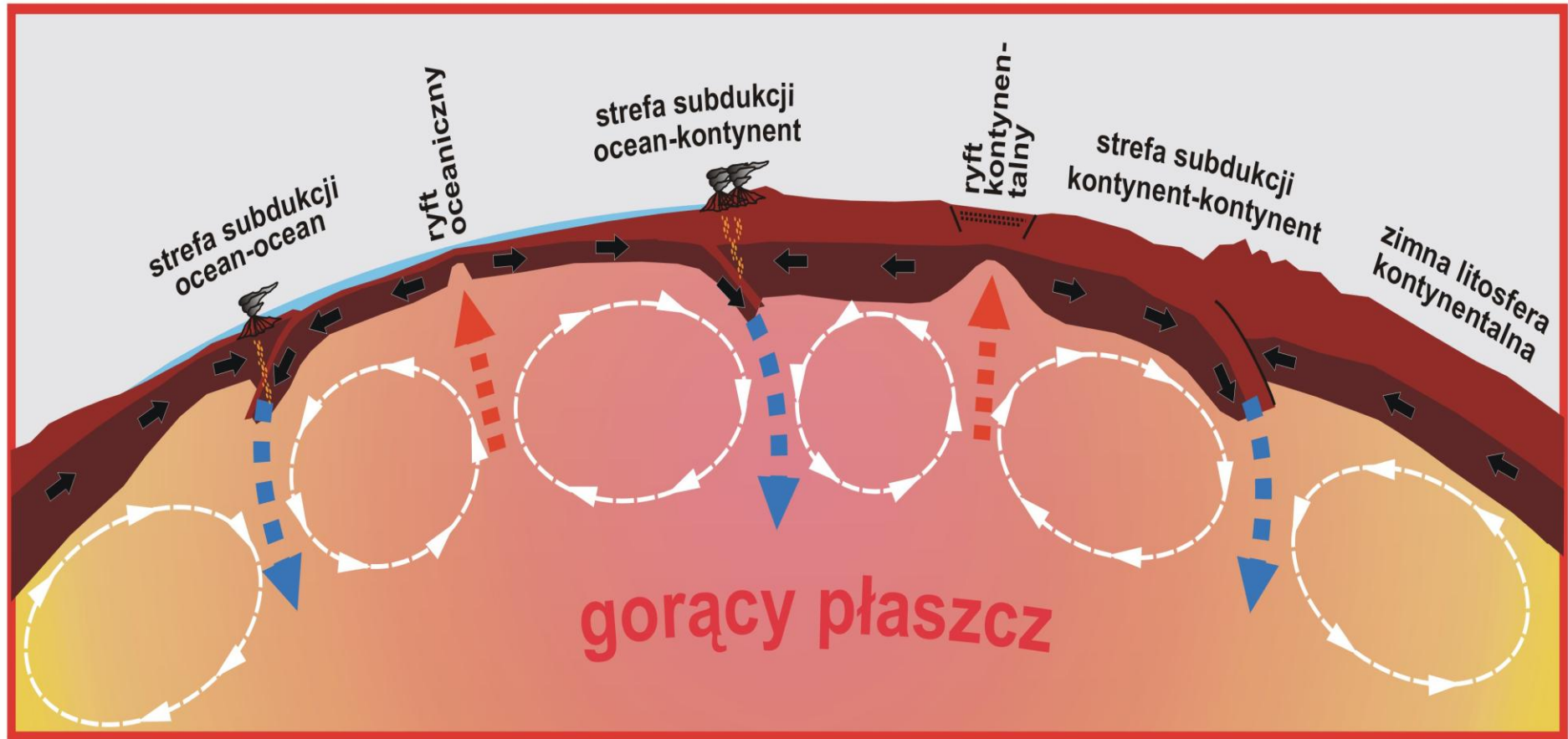
$$(4) \quad \nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad \text{równanie ciągłości,}$$

gdzie t oznacza czas, \mathbf{v} wektor prędkości, p ciśnienie, \mathbf{D} tensor prędkości deformacji, T temperaturę, ρ_0 gęstość w temperaturze $T=0$. Powyższe równania opisują najprostszy przykład konwekcji. Źródłem ciepła dla konwekcji w płaszczu Ziemi jest pierwotne ciepło zgromadzone przy powstawaniu Ziemi (maksymalną temperaturę wewnątrz Ziemi szacuje się obecnie na ok. 5600°C) oraz ciepło z rozpadu pierwiastków radioaktywnych (Czechowski, 1993).

ochładzanie

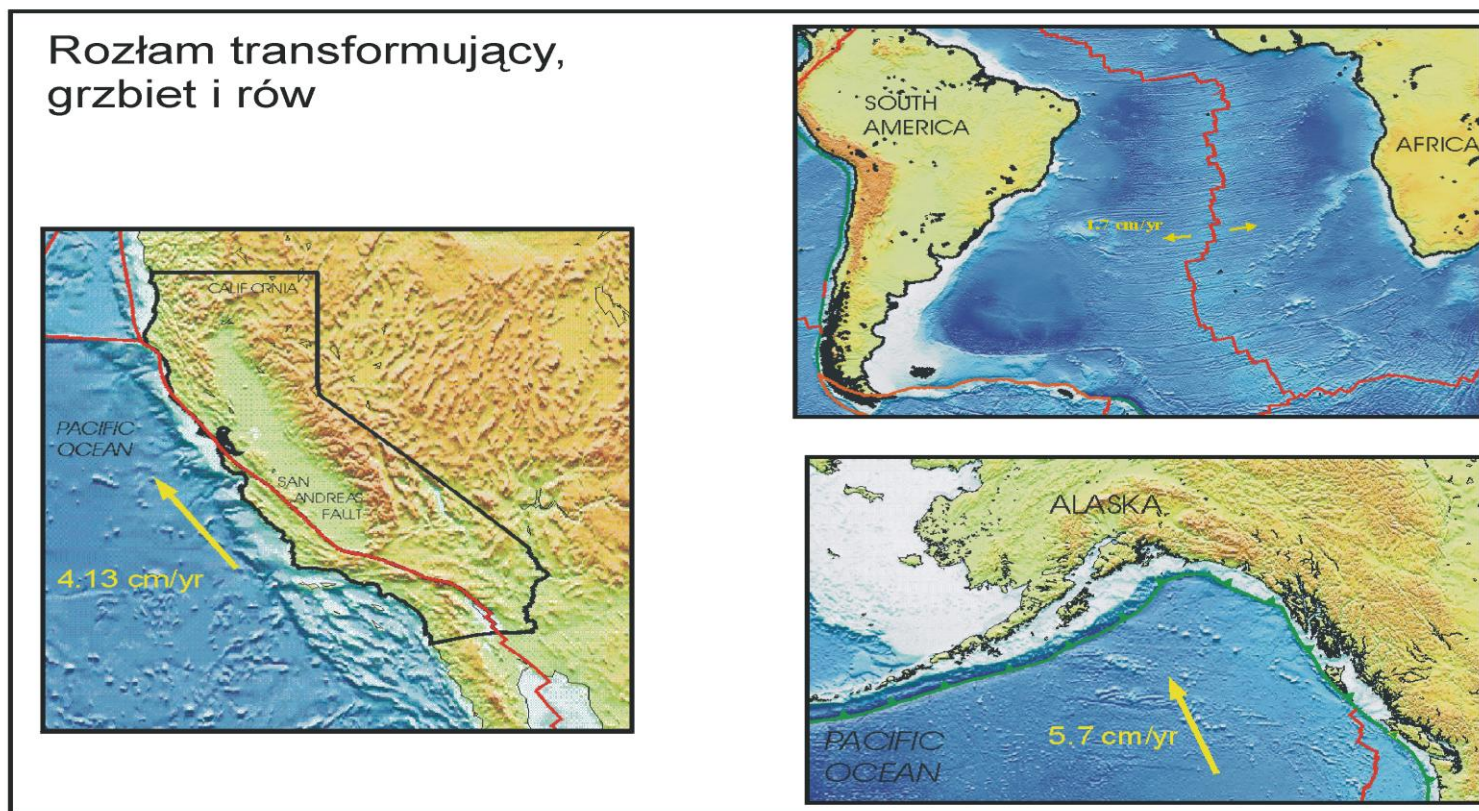


podgrzewanie



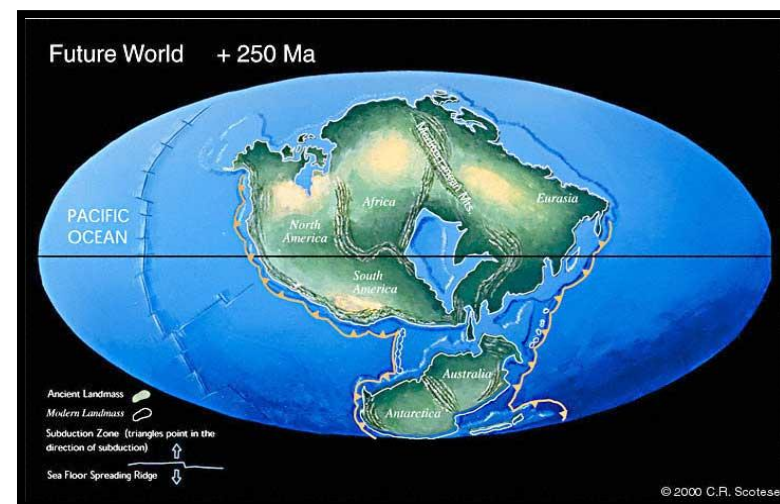
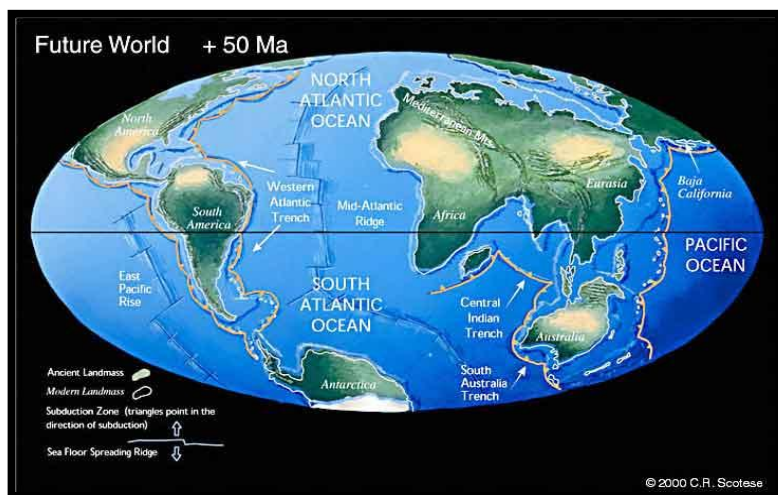
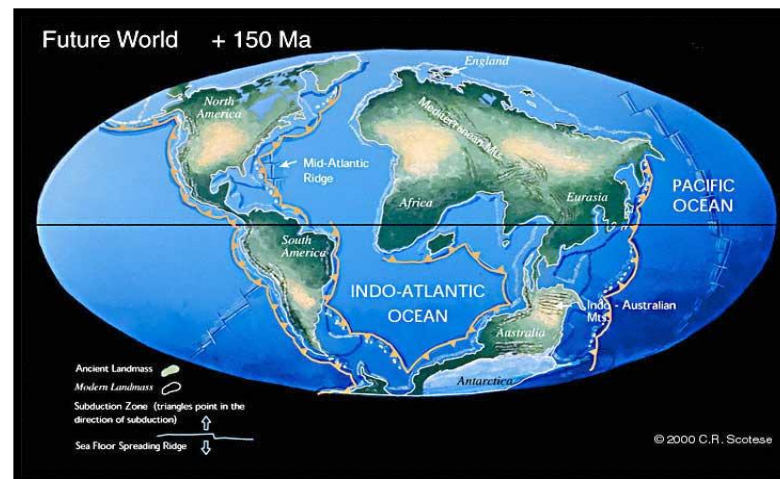
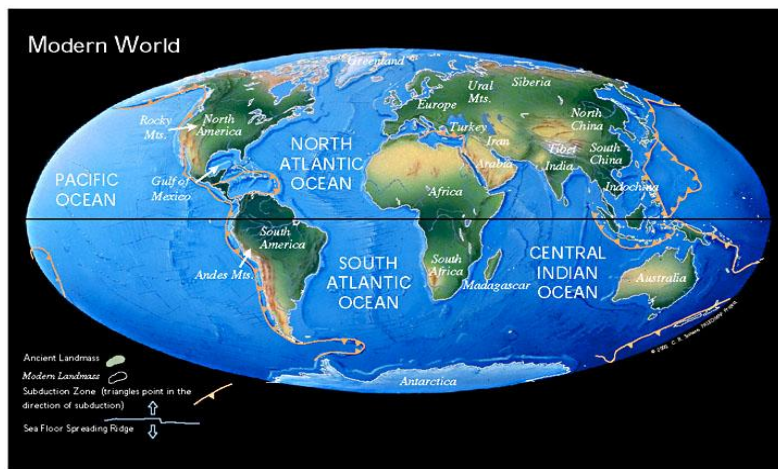
Rys. 32. Gorące wewnątrz Ziemi napędza "maszynę ciepłą" - konwekcja w płaszczu Ziemi powoduje wynoszenie ciepłej materii w prądach wznoszących (strzałki czerwone) i powrót ochłodzonej materii do wnętrza Ziemi w prądach zstępujących (strzałki niebieskie). Ruch sżywnych płyt litosferycznych (strzałki czarne) prowadzi do ich kolizji w strefach subdukcji typu: ocean-ocean (np. Wyspy Mariańskie, Aleuty), ocean-kontynent (np. płyta Nazca i Ameryka Południowa), kontynent-kontynent (np. Indie i Azja – wypiętrzenie Tybetu i Himalajów). Układ komórek konwekcyjnych uzupełniają strefy ryftowe: oceaniczne (np. grzbiet śródatlantycki) i kontynentalne (np. ryft wschodnio-afrykański).

Konwekcja w płaszczu Ziemi powoduje wynoszenie ciepłej materii w prądach wznoszących. W strefach ryftowych powstaje nowa litosfera. Na oceanach są to obszary grzbietów z centralną doliną ryftową, np. grzbiet śródatlantycki, a przykładem ryftu kontynentalnego jest ryft wschodnioafrykański. W topografii jest on uwidoczniony jako dolina; w przyszłości może tu dojść do rozerwania kontynentu afrykańskiego, a miejscu tym powstanie nowy ocean. Powstawanie nowej litosfery musi prowadzić do jej „konsumpcji” w innych miejscach globu. Ochłodzona materia powraca do wnętrza Ziemi w prądach zstępujących – są to strefy subdukcji. Kolizja sztywnych płyt litosferycznych jest źródłem aktywności sejsmicznej tych stref. Prędkości przemieszczania się płyt litosferycznych wynoszą średnio kilka cm na rok. Przykłady pokazane są na Rys. 33. Prędkość rozrastania się Atlantyka wynosi ok. 2 cm/rok. Płyta pacyficzna napiera na Alaskę z prędkością ok. 6 cm/rok. Przemieszczenie wzdłuż uskoku San Andreas ma prędkość ok. 4 cm/rok. Największe predkości, rzędu kilkunastu cm na rok obserwuje się dla płyty Nazca (patrz Rys. 29), napierającej na zachodnie wybrzeże kontynentalnej płyty Ameryki Północnej.



Rys. 33. Współczesne prędkości przemieszczeń płyt dla rozłamu San Andreas, grzbietu śródatlantyckiego i kolizji płyty pacyficznej z północnoamerykańską.

Mając wiedzę o przeszłych i współcześnie zachodzących procesach, możemy prognozować, jak będzie wyglądała mapa świata w przyszłości. Prognozy (spekulacje?) położenia kontynentów za 50, 150 i 250 mln lat (wg Scotese, 2000) przedstawia Rys. 34. Za 50 mln lat w wyniku kolizji Europy z Afryką zniknie Morze Śródziemne, a w jego miejscu powstaną Góry Śródziemne. Antarktyda wyraźnie przemieści się na północ odsuwając się od bieguna, a Atlantyk osiągnie rozmiary dzisiejszego Oceanu Spokojnego, powiększając odległość między Europą i Ameryką Północną niemal dwukrotnie.

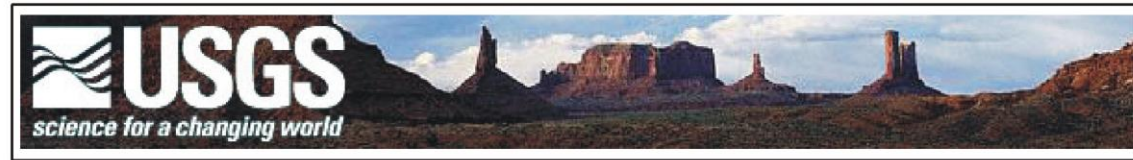


Rys. 34. Prognozy położenia kontynentów w przyszłości (wg Scotese, 2000).

LITERATURA wykorzystana i polecana

- Ambroseys N.N., 1976. Les leçons du passé a travers les annales séismiques. Le Courier, UNESCO, 29 (5), 24-33.
- Ambrosius B., Simson W., Vigny C., Socquet A., Abu S., Satirapod C., Hashizume M., Subaraya C., 2005. GPS measurements in SE Asia: Sundaland motion and deformation before and after the December 26, 2004, Magnitude 9.0 earthquake. *Geophys. Res. Abstr.*, 7, 10337.
- Barazangi M., Dorman J., 1969. World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961-1967. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 369-380.
- Bolt B.A., 1999. *Earthquakes*, 4th ed. W.H. Freeman and Company, New York, 366.
- Bullen K.E., Bolt B.A., 1993. *An introduction to the theory of seismology*, 4th ed. Cambridge University Press, Cambridge, 499.
- Czechowski L., Teisseyre R., 1981. Wnętrze Ziemi kształtuje jej powierzchnię. Wyd. Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Czechowski L., 1993. Plate Tectonics. W: *Dynamics of the Earth's Evolution*, R. Teisseyre, L. Czechowski, J. Leliwa-Kopystyński (ed.), PWN-Elsevier, pp. 1-50.
- Dalen F.A., Tromp J., 1998. *Theoretical Global Seismology*. Princeton University Press, New Jersey, 1025.
- Gower J., 2005. Jason 1 detects the 26 December 2004 tsunami. *Eos, Trans. Am. Geophys. Un.*, 86 (4), 37-38.
- Grad M., 2005. Trzęsienia ziemi i tsunami. *Przegląd Geofizyczny*, 50(1-2), 47-58.
- Gusiakov V.K., 2001. "Red", "green" and "blue" tsunamigenic earthquakes and their relation with conditions of oceanic sedimentation in the Pacific. W: *Tsunami Research at the End of a Critical Decade*, G.T. Hebenstreit (ed.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 17-32.
- Henstock T., McNeill L., Tappin D., 2005. Recent seafloor deformation at the 26 December 2004 Indian Ocean earthquake rupture zone: results from the HMS Scott 2005 survey. *Geophys. Res. Abstr.*, 7, 11183.
- <http://staff.aist.go.jp/kenji.satake/Sumatra-E.html>
- <http://www.globexplorer.com/disasterimages>, © DigitalGlobe
- Khan S.A., Gudmundsson Ó., 2005. GPS analyses of the Sumatra-Andaman earthquake. *Eos, Trans. Am. Geophys. Un.*, 86 (9), 89, 94.
- Kozak J., Musson R.M.W., 1997. European earthquakes in the 18th century through contemporary pictorial documentation. *Pure appl. geophys.*, 150, 305-327.
- Natawidjaja D.H., Sieh K., Ward S.N., Cheng H., Edwards R.L., Galetzka J., Suwargadi B.W., 2004. Paleogeodetic records of seismic and aseismic subduction from central Sumatran microatolls, Indonesia. *J. Geophys. Res.*, 109 (B4), B04306.
- Ni S., Kanamori H., Helmberger D., 2005. Energy radiation from the Sumatra earthquake. *Nature*, 434, 582.
- Ohta Y., Irwan M., Kimata F., Sagiya T., Hirahara K., 2005. Directivity of large seismic wave caused by 2004 Sumatra earthquake based on the high-frequency GPS data. *Geophys. Res. Abstr.*, 7, 05783.
- Papadopoulos G.A., Vassilopoulou A., 2001. Historical and archeological evidence of earthquakes and tsunamis felt in the Kythira Strait, Greece. W: *Tsunami Research at the End of a Critical Decade*, G.T. Hebenstreit (ed.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 119-138.
- Scotese C.R., 2000. Paleomap Project, <http://www.scotese.com/>
- Snider A., 1859. *La Création et ses Mystères Dévoilés*. A. Franck i E. Dentu, Paris, 484.
- Stacey F.D., 1969. *Physics of the Earth*, 2nd ed. John Wiley & Sons, New York, 414.
- Stein S., Okal E.A., 2005. Speed and size of the Sumatra earthquake. *Nature*, 434, 581-582.
- Tinti S., Armigliato A., 2001. Impact of large tsunamis in the Messina Straits, Italy. W: *Tsunami Research at the End of a Critical Decade*, G.T. Hebenstreit (ed.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 139-162.
- USGS National Earthquakes Information Center, 2005. Strona internetowa służby geologicznej USA, http://neic.usgs.gov/neis/eqlists/10maps_world.html.
- Vigny C., Simons W.J.F., Abu S., Bamphenyu R., Satirapod C., Hashizume M., Subarya C., Tregoning P., Ambrosius B.A.C., 2005. Monitoring of the December 26th mega-thrust earthquake in SE Asia by GPS. *Geophys. Res. Abstr.*, 7, 10732.
- Wegener A., 1912. Die Entstehung der Kontinente. *Geologische Rundschau*, 3(4), 276-292.
- Żelaźniewicz A., Grad M., 2009. Co dzieje się we wnętrzu Ziemi? *Planeta Ziemia*, Polska Akademia Nauk, Warszawa, www.planetaziemia.pan.pl

Źródła
i inne polecane miejsca



SCOPUS

