

<https://procesylitosfery.wordpress.com/>

Procesy endogeniczne i egzogeniczne

Na powierzchni Ziemi działają procesy geologiczne wewnętrzne (**endogeniczne**) i procesy geologiczne zewnętrzne (**egzogeniczne**).

Zarówno czynniki endogeniczne, jak i egzogeniczne w jednakowym stopniu przyczyniały się i nadal się przyczyniają do kształtowania rzeźby powierzchni Ziemi, która w wyniku tego ulega przeobrażeniom.

Dzisiejsze rozmieszczenie lądów i oceanów oraz rzeźba powierzchni jest rezultatem tych procesów, działających od początku istnienia naszej planety.



Procesy endogeniczne

- ruchy izostaticzne
- ruchy epejrogeniczne
- ruchy górotwórcze
- trzęsienia ziemi
- plutonizm
- wulkanizm

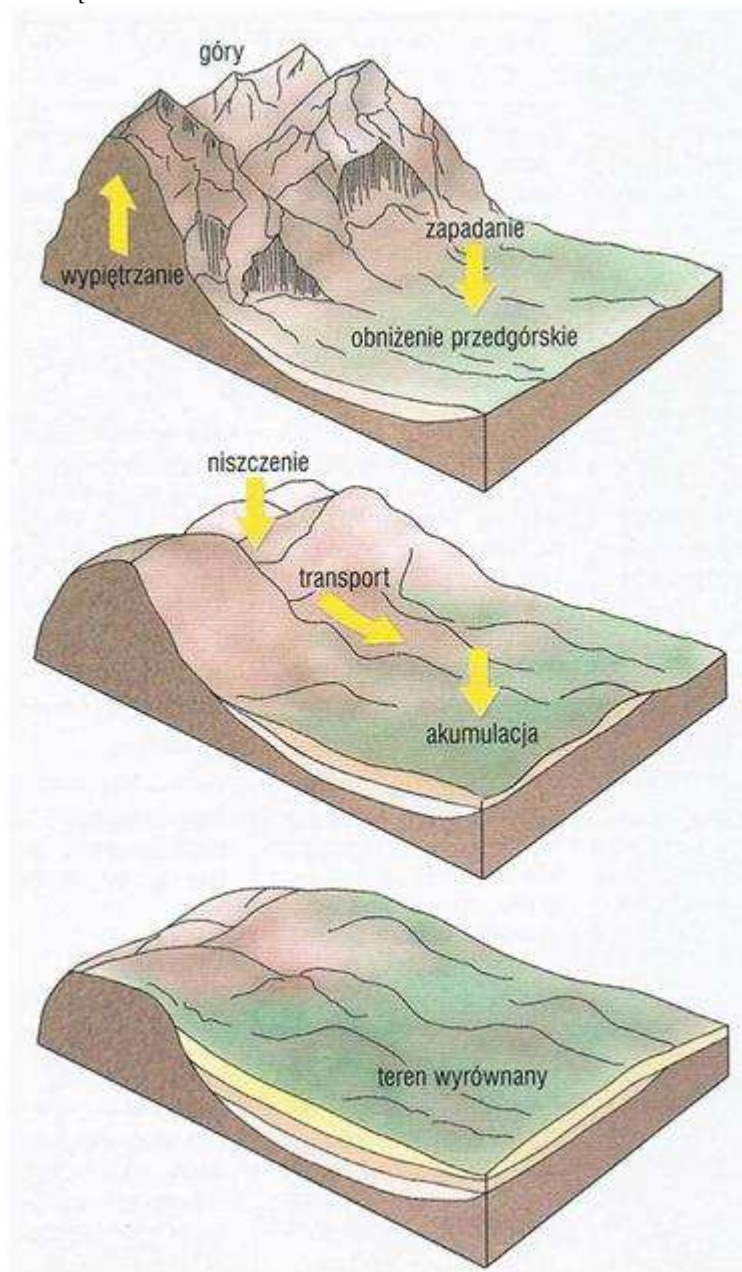
Procesy egzogeniczne

- wietrzenie
- grawitacyjne ruchy masowe
- działalność rzeźbotwórcza wiatru
- rzeźbotwórcza działalność wód płynących
- działalność lodowców i lądolodów
- działalność rzeźbotwórcza wód morskich i oceanicznych
- zjawiska krasowe

Procesy endogeniczne zachodzą dzięki działaniu sił wewnętrznych, których źródłem jest energia pochodząca z wnętrza Ziemi. Procesy egzogeniczne odbywają się natomiast pod wpływem sił zewnętrznych, których źródłem jest energia słoneczna docierająca do powierzchni naszej planety. Powierzchnia kuli ziemskiej jest więc miejscem ścierania się dwóch przeciwstawnych sił. Procesy endogeniczne powodują wypiętrzanie skorupy ziemskiej oraz powstanie na jej powierzchni nierówności w postaci form wypukłych (gór, wyżyn grzbietów oceanicznych) i form wklęsłych (rowów i zapadlisk tektonicznych, basenów). Siły zewnętrzne przyczyniają się natomiast do wyrównywania powierzchni Ziemi.

Rozpatrując wpływ sił zewnętrznych i wewnętrznych na powierzchnię Ziemi, należy podkreślić, że żadna z tych sił nie działa osobno. Zawsze działają one równocześnie.

Procesy wewnętrzne warunkują działalność procesów zewnętrznych. Wypiętrzanie danego obszaru powoduje bowiem zintensyfikowanie zewnętrznych procesów rzeźbotwórczych. Im silniejsze są procesy wewnętrzne, tym intensywniej działają na tym obszarze procesy zewnętrzne.



Rzeźbotwórcze działanie procesów wewnętrznych i zewnętrznych

W obszarach, gdzie dominują procesy wewnętrzne, powierzchnia terenu albo obniża się (zapada), albo podnosi (wypiętrza). Przykładami takich obszarów na Ziemi są Alpy i Himalaje, które ulegają do dziś powolnemu podnoszeniu się (wypiętrzaniu). Geologowie uważają, że w górach tych nie zakończyły się jeszcze ruchy górotwórcze, zwane alpejskimi, których natężenie było największe w trzeciorzędzie.

Wskutek wypiętrzania działalność procesów zewnętrznych, dążących do zniszczenia tych gór jest intensywniejsza niż na innych obszarach Ziemi. Materiał skalny pochodzący z niszczenia gór jest przenoszony przez rzeki, lodowce i wiatr do miejsc położonych niżej i tam pozostawiony (akumulowany). W ten sposób na przedpolu gór powstają rozległe równiny utworzone z materiału naniesionego tu między innymi przez rzeki górskie. Przykładami takich równin są nizina Padańska na przedpolu Alp oraz Nizina Gangesu na przedpolu Himalajów.

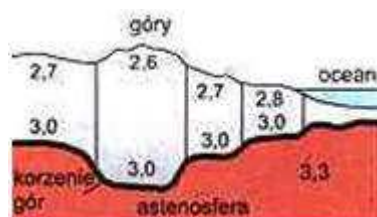
PROCESY ENDOGENICZNE

Ruchy izostatyczne

Ruchy izostatyczne są to pionowe ruchy bloków skorupy ziemskiej, dążące do uzyskania równowagi grawitacyjnej. Równowaga skorupy ziemskiej może ulec zaburzeniom wskutek obciążenia lub odciążenia – zaburzenia równowagi wywołuje ruch izostatyczny.

Czynnikami obciążającymi skorupę ziemską mogą być grube pokrywy lodowe, wzrost ilości wody w zbiornikach wodnych lub zwiększona akumulacja osadów w basenach morskich. Odciążenie skorupy ziemskiej może być wynikiem topnienia pokrywy lądolodu, zmniejszania się ilości wody w zbiornikach jeziornych lub morskich i niszczenia przez siły egzogeniczne obszarów kontynentalnych.

Izostazja – równowaga zachodząca pomiędzy poszczególnymi wycinkami skorupy ziemskiej. Kry sialu, o mniejszej gęstości niż znajdująca się pod nimi sima, zgodnie z prawem Archimidesa, powinny tym wyżej wznosić się nad przeciętny poziom, im są grubsze, a więc im niżej znajduje się ich spąg. Istotnie zazwyczaj siał jest najgrubszy pod najwyższym wzniesieniem, a w dnach basenów oceanicznych przeważnie go brakuje zupełnie. Obserwacje grawimetryczne wskazują jednak na to, że w wielu miejscach skorupa ziemska nie jest w stanie równowagi, działają więc na nią widoczne siły przeciwie izostazji. Tłumaczy się je ruchami magmy pod skorupą ziemską.



Przyczyny ruchów izostatycznych:

- tworzenie i zanik pokryw lądolodowych
- gromadzenie się osadów
- erozja i denudacja
- ruchy górotwórcze
- wulkanizm itp.

Skutki ruchów izostatycznych:

- pionowe przemieszczanie się fragmentów litosfery
- zmiany linii brzegowej (transgresje i regresje morskie)

- zmiany bazy erozyjnej rzek itp.

Podnoszeniu ulegają

- Skandynawia 250m w ciągu 10 000 lat, północna Syberia, północne krańce Północnej Ameryki, Szkocja

Obniżeniu

- Portugalia, południowe wybrzeża Brytanii gdzie rozważają budowę tamy dla zapobiegania powodziom nad Tamizą

Ruchy epejrogeniczne

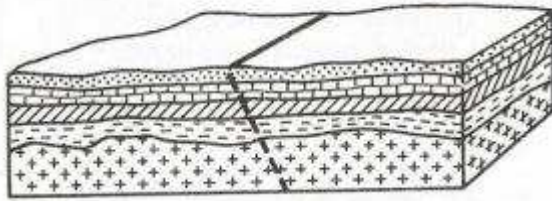
Ruchy epejrogeniczne – to powolne ruchy pionowe wielkich obszarów kontynentów. Powodują one przy ruchu obniżającym **transgresję morza** – wkraczanie morza na ląd. Ruchy wypiętrzające prowadzą do ustąpienia morza z lądu, czyli jego **regresji**.

Równomierne wypiętrzanie pozwala na zachowanie pierwotnego, poziomego układu warstw skalnych, a obszar o takim ułożeniu warstw ma budowę płytową. Przy wypiętrzaniu silniejszym z jego strony, powstaje **monoklina**, którą tworzą warstwy łagodnie nachylone w jedną stronę. Nierównomierne wypiętrzanie prowadzi również do powstania **wielkopromiennych deformacji**, np. niecek (warstwy skalne nachylone są ku środkowi), czy też-będących ich odwrotnością-**kopuł**.

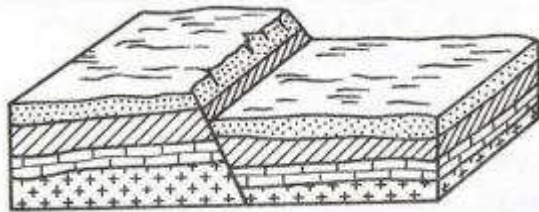
Ruchy lądotwórcze prowadzą do zmiany linii brzegowej i oddzielają na przebieg procesów rzeźbotwórczych na lądach przez zmiany położenia podstawy erozji. Występowanie ruchów epejrogenicznych jest związane między innymi z dążeniem do zachowania równowagi mas skalnych w litosferze, z izostatyczną reakcją na zmiany obciążenia. Ruchy izostatyczne mogą obejmować również mniejsze fragmenty litosfery. Na przykład współcześnie obserwuje się izostatyczne podnoszenie się Skandynawii, która została uprzednio obniżona pod naciskiem mas lądolodu plejstocńskiego.

Pionowe i poziome ruchy skorupy ziemskiej powodują również powstawanie pęknięć, wzdłuż których następują przesunięcia warstw skalnych; tworzą się **uskoki, rowy, zręby, kotliny i zapadliska**. Struktura tektoniczna powstała wskutek pionowego lub poziomego przesunięcia warstw skalnych, z przerwaniem ich ciągłości wzdłuż pęknięcia w skorupie ziemskiej, nazywa się **uskokiem**. Uskoki rzadko występują pojedynczo; obszar wzniesiony pomiędzy dwoma równoległymi uskokami tworzy **zrąb tektoniczny**, a obszar obniżony – **rów tektoniczny**. Obszary obniżone wzdłuż nieregularnych przebiegających uskoków tworzą **kotliny i zapadliska**, np. zapadlisko przedkarpackie. Jeżeli w postaci zrębu zostanie wzniesiony obszar o budowie fałdowej to powstają **góry fałdowo-zrębowe**.

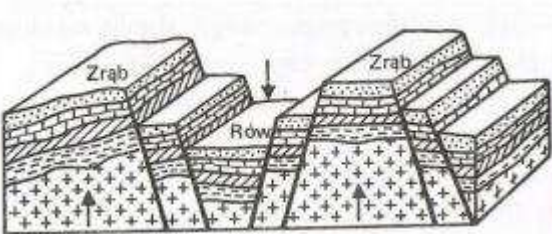
Układy warstw skalnych:



Układ płytowy



Uskok



Rów tektoniczny i zręby

Dowodem istnienia ruchów pionowych są zalane ujścia rzek i platformy abrazyjne znajdujące się na dużych wysokościach przy wybrzeżach klifowych. Do najważniejszych obszarów podnoszących się należą : Wybrzeże Norwegii, wybrzeża Zatoki Botnickiej, północno-wschodnie wybrzeża Azji, północno-wschodnie Chiny, Sumatra, wschodnie wybrzeża Półwyspu Indyjskiego, afrykańskie wybrzeże Morza Czerwonego, wybrzeże zatoki Meksykańskiej i wybrzeża Chile. Obszary obniżające się to : atlantyckie wybrzeże Francji, Dalmacja, północno-zachodnie wybrzeża Afryki, południowa Grenlandia, północno-zachodnie wybrzeża Ameryki południowej.

Ruchy górotwórcze

Ruchy górotwórcze polegają głównie na pofałdowaniu warstw skalnych i powstaniu gór. Istnieje wiele teorii i hipotez próbujących wyjaśnić powstanie gór. Obecnie najwięcej zwolenników ma teoria związana z występowaniem geosynklin oraz teoria tektoniki płyt litosfery.

W skorupie ziemskiej stwierdzono istnienie rozległych, podłużnych zagłębień występujących najczęściej w oceanach i określono je mianem geosynklin. Posiadają one w większości ruchliwe dno i wypełniają się osadami. W wyniku ruchów dna oceanicznego skały ulegają bocznym naciskom, które w konsekwencji doprowadzają do ich sfałdowań. Pogrubiona w tym miejscu litosfera, wskutek działania izostazji, ulega wypiętrzeniu tworząc **łańcuchy górskie**.

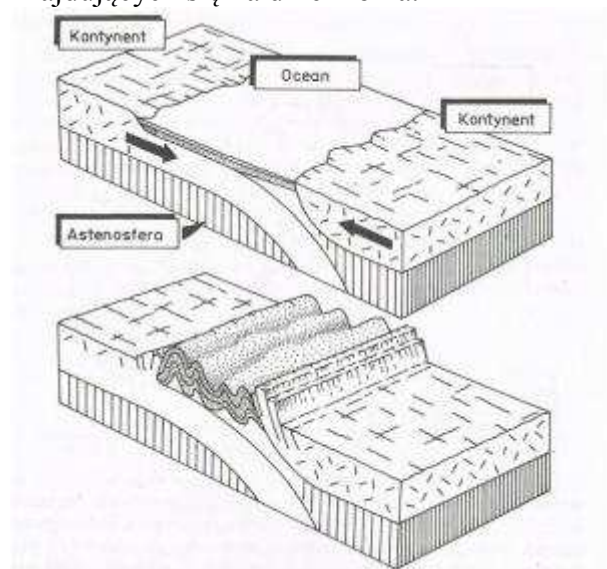
Powierzchnię Ziemi tworzą gigantyczne płyty litosfery, które przesuwają się po powierzchni bardziej płynnych warstw znajdujących się poniżej. Płyty te na przemian zderzają się i

rozdzielają niosąc ze sobą oceany i kontynenty. Gdy zderzą się dwie takie płyty to zostaje uwolniona ogromna energia, która ujawnia się w powstaniu wulkanów, trzęsień ziemi i formowaniu łańcuchów górskich.

Teoria płyt litosfery oparta została o wcześniejszą hipotezę A. Wegenera z 1912 r., wyjaśniająca powstanie gór przesuwaniem się lądów. Według tej hipotezy, zwanej też hipotezą dryftu kontynentalnego, istniejący w przeszłości geologicznej jeden ląd rozerwany został na części w wyniku ruchu wirowego Ziemi i siły przyciągającej Księżyca. Przesuwające się w postaci kier części lądu powodowały wygniatanie i fałdowanie serii skalnych obszarów, na które się nasuwały.

Według teorii płyt litosfery wszystkie pasma górskie powstały na brzegach przesuwających się płyt kontynentalnych. Obszary te, zwane **strefami subdukcji**, obejmują miejsca zanurzenia się ciężkiej skorupy oceanicznej pod lżejszą skorupę kontynentalną. Na krawędzi płyt skały wygniatały się albo pękały pod wpływem sił ściskających lub rozrywających będących rezultatem kolizji płyt.

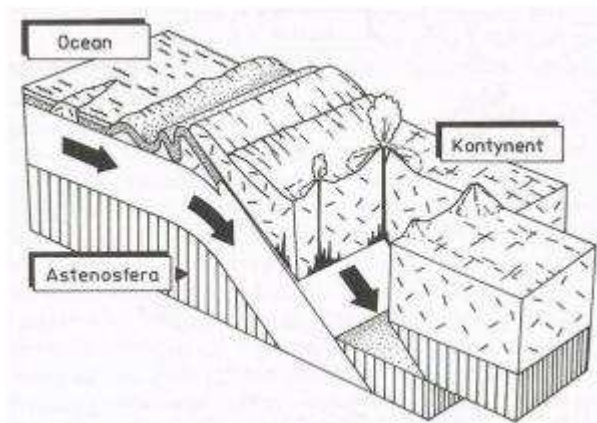
Teoria płyt litosfery oraz istnienie geosynklin pozwalają na dwojaki wy tłumaczenie mechanizmu powstawania gór. W pierwszym przypadku może to dotyczyć osadów złożonych na dnie basenu oceanicznego, które ulegają fałdowaniu i nasuwaniu na skutek ogromnego skurczenia się zajmowanej powierzchni. Skurczenie to może być spowodowane zbliżającymi się do siebie dwoma płytami kontynentalnymi, które powodują sfałdowanie osadów znajdujących się na dnie morza.



Powstanie orogenu kolizyjnego

Ten typ sfałdowania wytwarza orogen zwany **kolizyjnym** i jest nim wielki system Alpidów (od Alp po Himalaje), wytworzony między blokami kontynentalnymi Eurazji, Afryki i Dekanu. Półwysep Dekan przesuwają się na północ zderzył się z Azją, a osady znajdujące się na dnie morza rozdzielające te dwie płyty zostały sfałdowane i przekształcone w olbrzymi łańcuch Himalajów. W podobny sposób powstały Alpy czy Karpaty, ale przy udziale płyty afrykańskiej i euroazjatyckiej.

Przypadek drugi wyjaśnienia mechanizmów powstania gór związany jest z podsuwaniem się płyty oceanicznej pod sąsiednią płytę kontynentalną.



Powstanie orogenu kordylierowego

W miarę trwającego podsuwania płyta oceaniczna ulega zdrapaniu, co wytworzyło orogeny zwane **kordylierowym** i zapoczątkowało powstanie łańcuchów obrzeżających Ocean Wielki. Zanurzające się płyty, na powierzchni których znajdują się osady, a nawet wyspy, mogą je dołączyć do płyt kontynentalnych tworząc narastające obszary. Przykładem mogą być wschodnie wybrzeża Azji.

W obydwu przypadkach stłoczone fragmenty skorupy ziemskiej wraz z niższą częścią litosfery zagłębione zostały w astenosferze, a po ustaniu sił fałdujących podlegają wypieraniu izostatycznemu dając właściwy orogen.

W zależności od sposobu powstania, a także budowy tektonicznej, wyróżnia się trzy główne rodzaje gór :

- fałdowe – np. Karpaty, Alpy, Pireneje, Andy, Kordyliery
- zrębowe – np. Abisyńskie, Sudety, Smocze, masyw Tibesti
- wulkaniczne – nie tworzące łańcuchów, np. Cotopaxi, Kilimandżaro, Wezuwiusz

W Dziejach Ziemi można wyróżnić 4 główne orogenezy. Każda z nich składa się z wielu faz górotwórczych. Podczas nich na niektórych obszarach ziemi ruchy górotwórcze się nasilały.

- 1.Orogenezy prekambryjskie – Podczas tej najstarszej an Ziemi miały miejsce wielokrotne ruch górotwórcze. Ze względu na odległość czasową trudno dokładnie ustalić zasięg i przebieg tych ruchów.
- 2.Orogeneza kaledońska – trwała od końca kambru do końca dewonu. Jej największe nasilenie przypadło na sylur. Zostały wówczas sfałdowane i wypiętrzone Góry Kaledońskie, Skandynawskie, Grampian, Sajany, północno-wschodnie Appalachy, Alpy Australijskie, część Gór Świętokrzyskich.
- 3.Orogeneza hercyńska(waryscyjska) – miała miejsce w karbonie i permie. Powstały wtedy pasma górskie Irlandii, Bretanii, Masyw Centralny, Reńskie Góry Łupkowe, Masy Czeski, część Wielkich Gór Wododziałowych, Ural, Altaj, południowo-zachodnie Appalachy, Sudety, Góry Świętokrzyskie.
- 4.Orogeneza alpejska – rozpoczęła się w triasie. Największe jej nasilenie przypadło na trzeciorzęd. Utworzyły się Alpy, Karpaty, Pireneje, Himalaje, Kordyliery, Andy.

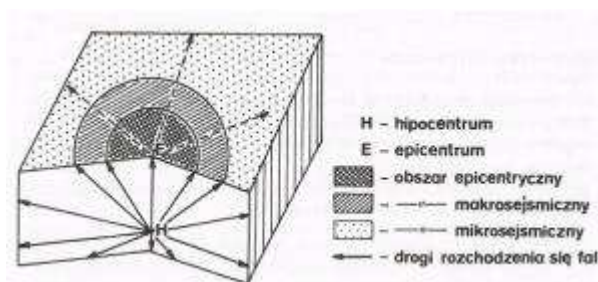
Trzęsienia ziemi

Trzęsienia ziemi to krótkotrwałe drgania skorupy ziemskiej w wyniku nagłych przesunięć mas skalnych wewnątrz litosfery. Badaniem zjawisk związanych z trzęsieniami ziemi zajmuje się **sejsmologia**. Zjawiska te są najbardziej dramatycznymi w skutkach przejawami procesów zachodzących we wnętrzu Ziemi.

Dzieli się je na płytkie, pośrednie i głębokie. Jeżeli ich źródło jest na głębokości do 70 km, trzęsienia są płytkie. O pośrednich mówi się, gdy ich źródła występują na głębokości od 70 do 300 km. Głębokie wstrząsy mają źródło na głębokościach 300-700 km. Najczęściej spotykane są płytkie trzęsienia ziemi.

Czas trzęsienia ziemi jest bardzo krótki – trwa część sekundy, czasem kilka sekund.

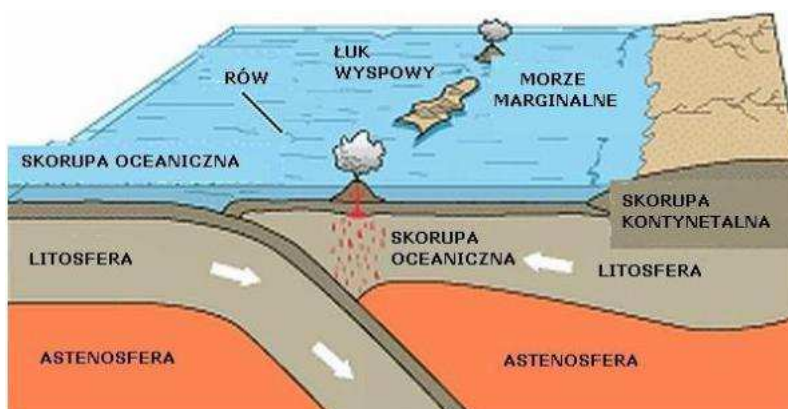
Trzęsienie ziemi nie występuje jednocześnie i z jednakową siłą na całym obszarze, objętym trzęsieniami: zaczyna się od niewielkiego ośrodka – źródła wstrząsów zwanego ogniskiem – gdzie powstają fale sejsmiczne. Ognisko trzęsienia ziemi nosi nazwę **hipocentrum**. Punkt na powierzchni Ziemi znajdujący się bezpośrednio nad hipocentrum to tzw. **epicentrum**. Fale sejsmiczne dochodzące do powierzchni Ziemi mają zmienne natężenie – siła wstrząsu maleje wraz z odległością od epicentrum.



Obszary o różnym stopniu natężenia trzęsień ziemi

Najbardziej odczuwalne, niszczące i katastrofalne skutki trzęsień ziemi zachodzą w epicentrum trzęsienia.

Trzęsienia ziemi są bardzo częstym zjawiskiem na kuli ziemskiej. Rocznie notuje się ich **około 50 tysięcy**, nie wszystkie jednak są odczuwalne przez człowieka. Trzęsienia notowane przez wszystkie ośrodki sejsmograficzne noszą nazwę **światowych trzęsień ziemi**.



Mechanizm ruchów wielkich płyt litosfery

Trzęsienia ziemi ze względu na wywołujące je przyczyny dzielimy na:

Rodzaj	Skutki i przyczyny	% udziału we wszystkich trzęsieniach ziemi
tektoniczne	Bardzo groźne, katastrofalne, wywołane ruchami płyt litosfery	90 %
wulkaniczne	Mniej groźne, powodują je erupcje wulkaniczne	7%
zapadliskowe	Najmniej groźne, wywołane zapadaniem się pustych przestrzeni w skorupie ziemskiej	3%

Rejony występowania trzęsień ziemi

Wulkanizm i trzęsienia ziemi występują przede wszystkim na tych obszarach, gdzie zachodzą kolizje wielkich płyt litosfery.

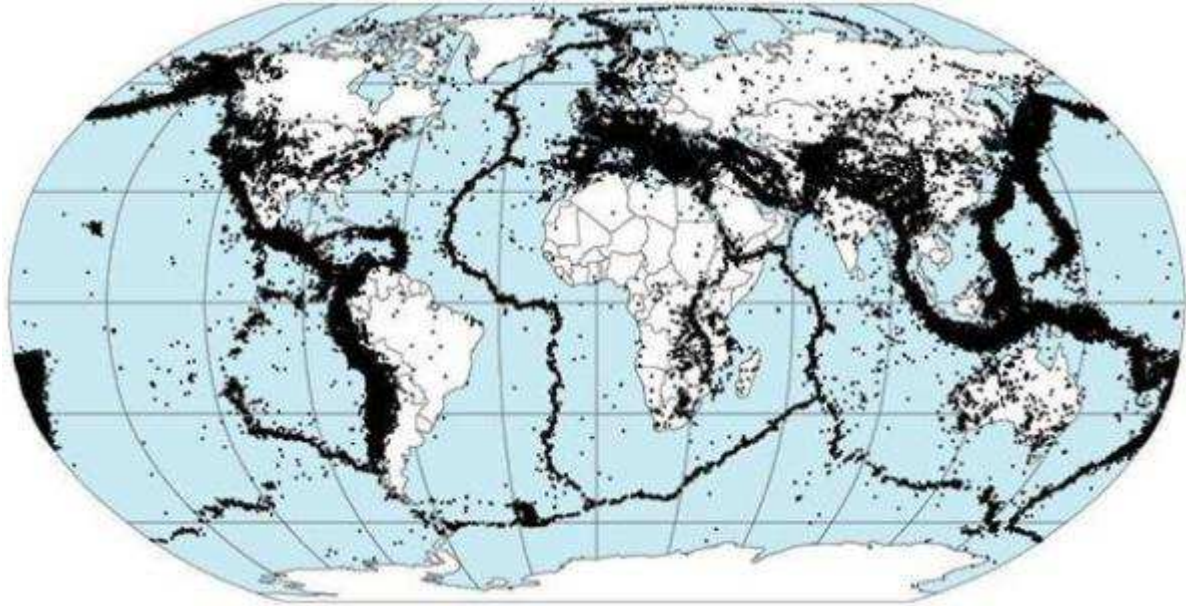
Geograficzne rozmieszczenie trzęsień ziemi pokrywa się zatem z obszarami występowania wulkanów. Duża koncentracja trzęsień ziemi na obszarach oceanicznych jest związana z podwodnymi łańcuchami górskimi. W groźnej strefie dużej aktywności sejsmicznej żyją mieszkańcy północnych wybrzeży Morza Śródziemnego, Włoch, Grecji, Półwyspu Bałkańskiego i Pirenejskiego. Nawiedzany wstrząsami tektonicznymi jest też obszar północnej Afryki, a zwłaszcza gór Atlas. Od Morza Śródziemnego, obszar sejsmiczny ciągnie się wzdłuż półwyspu Azji Mniejszej do Bajkału na północy, a na południu aż do podnóża Himalajów.

Bardzo częste wstrząsy występują na Archipelagu Malajskim, na Nowej Gwinei, w Nowej Zelandii i na wyspach Pacyfiku. Obszarem o największej liczbie wstrząsów (ok. 4000 rocznie) jest Japonia. Wzdłuż zachodnich wybrzeży obu Ameryk, na obszarze Andów i Kordylierów, również notowane są znaczne ilości wstrząsów.

Obszary kuli ziemskiej ze względu na częstotliwość występowania trzęsień ziemi dzieli się na:

Obszary	Częstotliwość wstrząsów i ich przebieg	Występowanie trzęsień ziemi
Obszary sejsmiczne	Są bardzo częste i bardzo silne	„Ognisty pierścień” wzdłuż wybrzeży Pacyfiku, grzbiety śródoceaniczne, młode góry fałdowe
Obszary pensejsmiczne	Są bardzo rzadkie i słabe lub sporadycznie nieco silniejsze	Północna Europa, Masyw Centralny we Francji
Obszary asejsmiczne	Wolne od wstrząsów	Stare platformy kontynentalne i baseny oceaniczne

Strefy trzęsień ziemi:



Pomiary trzęsień ziemi

Podczas trzęsienia ziemi następuje gwałtowne rozładowanie ogromnych naprężeń powstałych w skałach skorupy ziemskiej. Rozchodzenie się fal sejsmicznych rejestrują sejsmografy w formie zapisów zwanych sejsmogramami.

Wielkość trzęsienia ziemi określa się według **skali Richtera** (od 0 do 9 stopni), której każdy następny stopień oznacza wstrząsy o 10 – krotnie większej energii. Wielkość trzęsienia ziemi można określać również, według 12 – stopniowej **skali Mercallego**, oceniającej widoczne skutki trzęsienia ziemi.

Stopień	Skutki
I	Trzęsienia rejestrowane wyłącznie przez sejsmografy
II	Wstrząsy bardzo słabo odczuwalne przez ludzi
III	Wstrząsy słabo odczuwalne przez ludzi, powodujące między innymi kołysanie się obrazów, drganie mostów
IV	Wstrząsy dobrze odczuwalne przez ludzi, powodujące drganie okien, drzwi, pękanie podłóg
V	Wstrząsy silnie odczuwalne przez ludzi, powodujące drganie budynków, przemieszczanie się przedmiotów, dzwonienie dzwonów
VI	Wstrząsy silnie odczuwalne przez ludzi, wywołujące pękanie ścian, pękanie gruntu, odpadanie przedmiotów przymocowanych do ścian
VII	Wstrząsy wywołujące uszkodzenia domów, zawalenie kominów, pękanie nawierzchni dróg
VIII	Wstrząsy wywołujące panikę wśród ludności oraz zawalenie się budowli, powstawanie uskoków i osuwisk
IX	Wstrząsy wywołujące duże straty materialne oraz straty w ludności. Tworzą się osuwiska i obrywy skalne
X	Wstrząsy powodujące zburzenie większości budowli kamiennych, uszkodzenie mostów, linii energetycznych, zapór wodnych. Duże straty w ludności
XI	Wstrząsy powodujące całkowite zniszczenie budynków, mostów, wałów przeciwpowodziowych, zapór wodnych. Powstają potężne osuwiska. Duże straty w ludności
XII	Wstrząsy wywołujące zupełne zniszczenie dorobku materialnego ludzi. Ogromne straty w ludności. Znaczne zmiany w ukształtowaniu powierzchni Ziemi

Skutki trzęsienia ziemi określone według skali Mercallego Cancaniego

Czy można przewidzieć trzęsienia ziemi ?

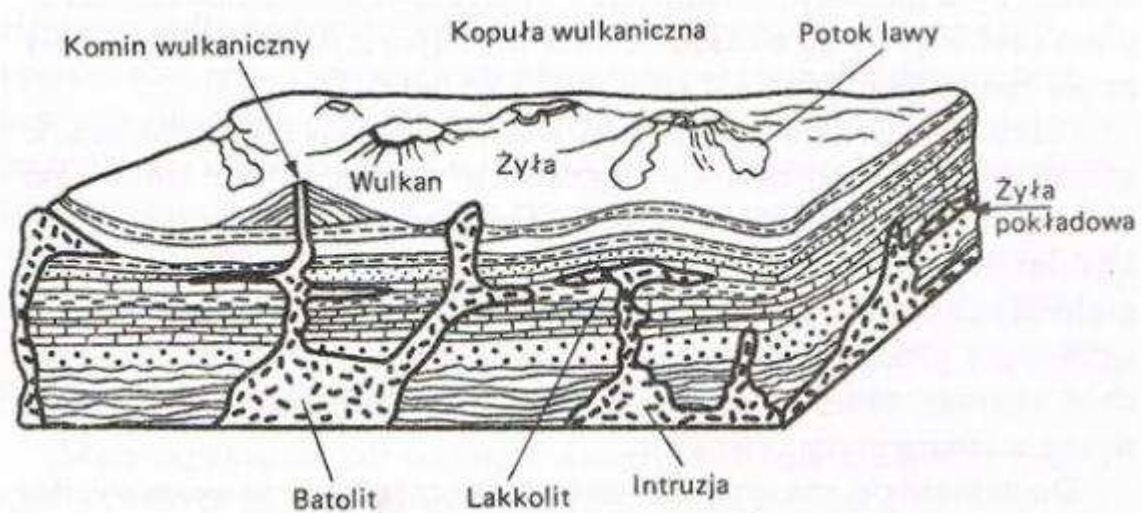
Pytanie to zadają sobie naukowcy z całego świata. Szczególnie wiele uwagi poświęca się badaniom sejsmologicznym w Japonii, Chinach, USA i Nowej Zelandii.

Zauważono, że kilka miesięcy przed trzęsieniem ziemi, skały zmieniają swoją porowatość, szczeliny skalne napełniają się wodą. Zmienia się też poziom wód gruntowych (opada lub podwyższa się). W dużo większej ilości wydobywa się radioaktywny gaz radon. Czasami zdarzają się dziwne zachowania zwierząt, które jak gdyby wyczuwały nadchodzącą katastrofę. Około 40 % przypadków silnych trzęsień ziemi poprzedza nasilenie aktywności słabych wstrząsów sejsmicznych.

Na tych przesłankach oparto prognozowanie mającego nastąpić trzęsienia ziemi w okolicach San Francisco (słynny uskok San Andreeasa). Rzeczywiście w styczniu 1994 i 1995 r. wystąpiły tam trzęsienia ziemi. Naukowcy japońscy nie byli jednak w stanie ostrzec przed katastrofalnym trzęsieniem, które wystąpiło 17 stycznia 1995 r. w Kobe. Śmierć poniosło wówczas około 5000 ludzi. Gdyby nie specjalne normy budownictwa antysejsmicznego, ofiar byłoby znacznie więcej. Okazało się jednak, że przy tak silnym wstrząsie zawaliły się nawet budynki i mosty budowane zgodnie z najnowocześniejszymi wymogami. Ostatnie trzęsienie ziemi w Japonii dowiodło, że człowiek mimo wszelkich osiągnięć nauki nie jest jeszcze w stanie przeciwstawić się potężnym siłom przyrody. Nasza wiedza o zjawiskach sejsmicznych jest wciąż niewielka.

Plutonizm

Plutonizm – obejmuje ogół zjawisk związanych z powstawaniem i krystalizacją intruzji magmowych wewnątrz skorupy ziemskiej. **Intruzją** nazywa się wtargnięcie magmy pomiędzy już istniejące skały. **Intruzje magmowe** tworzą różne struktury. Największe są **batolity** – zakrzepłe ogniska magmowe. Magma przedzierająca się z ogniska ku powierzchni tworzy po zakrzepnięciu **kominy, żyły, soczewki, lakolity itd.** Wciskanie się magmy powoduje nie tylko przeobrażenie sąsiadujących skał niemagmowych, ale również deformację ich ułożenia.



Intruzje magmowe

W zależności od kształtu powstałych form intruzji oraz ich stosunku do otoczenia skalnego wyróżnia się **intruzje zgodne i niezgodne**.

Intruzje zgodne (np. lakolity, lopolity) mają ściany ułożone równolegle do starszych płaszczyzn tektonicznych, powierzchni warstwowania itd. Nie zmieniają zatem istniejącego przed intruzją układu warstw skalnych, lecz co najwyżej go modyfikują.

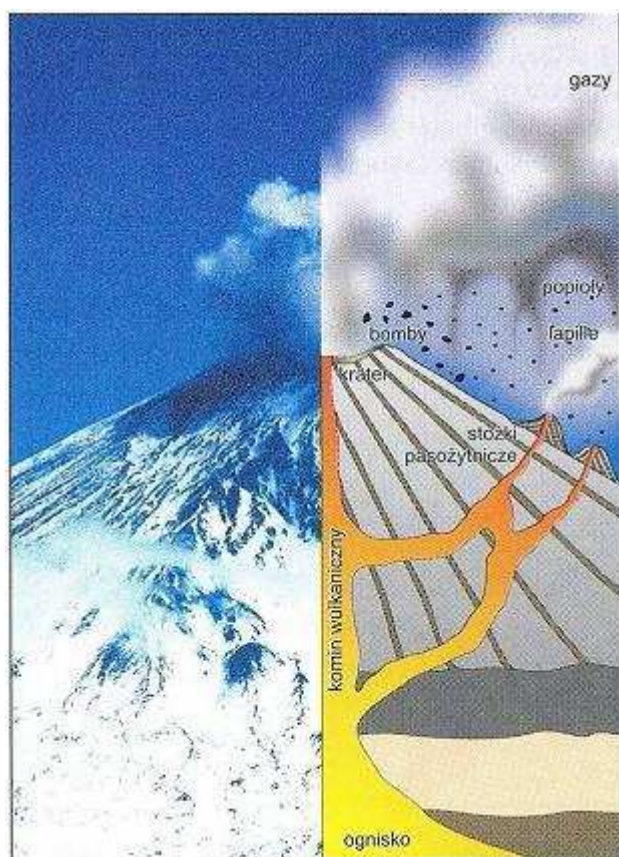
Intruzje niezgodne (np. żyła pokładowa, czyli sill oraz dajka) przecinają płaszczyzny starszych struktur tektonicznych lub warstw – nie wykazują żadnego do nich dostosowania.

Wulkanizm

Wulkanizm obejmuje całokształt procesów związanych z wydobywaniem się magmy i substancji jej towarzyszących(gazów, płynów i skał) na powierzchnię Ziemi. Migrująca we wnętrzu Ziemi magma wypływa na powierzchnię w postaci lawy. Miejsce, w którym lawa wraz z gazami, okruchami skalnymi i popiołami wydobywa się na powierzchnię, nazywamy **wulkanizmem**.

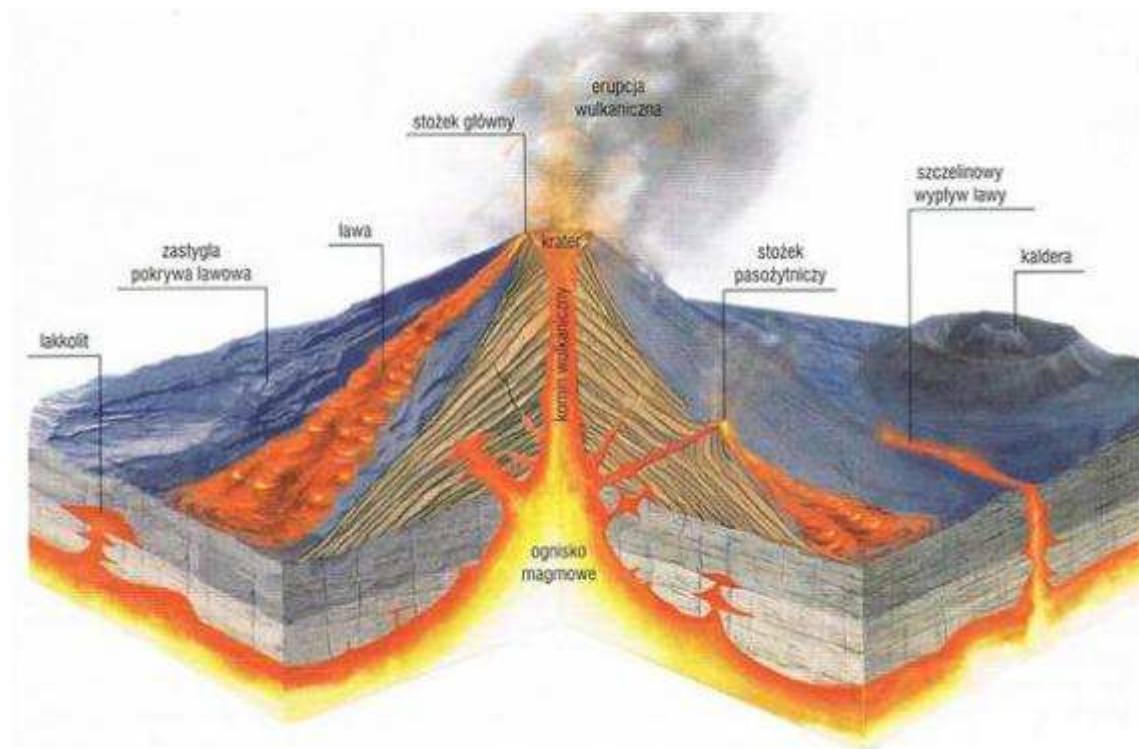
Ze względu na strukturę wyrzucanych utworów wyróżnia się :

- wulkany lawowe(efuzywne)-gdy wydobywa się tylko lawa;
- wulkany eksplozywne-wyrzucane materiały piroklastyczne, do których należą : pyły wulkaniczne, popioły wulkaniczne, piasek wulkaniczny, lapille i bomby wulkaniczne;
- wulkany mieszane(stratowulkany)-z których wydobywają się na przemian utwory piroklastyczne oraz lawa.



Przekrój przez wulkan i produkty jego wybuchu

Wszystkim rodzajom wulkanów towarzyszą prawie zawsze gazy-dwutlenek węgla, siarkowodór, metan, chlor, dwutlenek siarki, chlorowodór, wodór oraz para wodna. Wulkany lawowe powodują powstanie wokół krateru płaskich wzgórz o łagodnych stokach, wulkany wyrzucające materiały piroklastyczne tworzą najczęściej stożki, na których wierzchołku znajduje się owalne zagłębienie, zwane kraterem. Krater połączony jest z ogniskiem magmowym – kominem. Czasami od głównego komina wychodzą odgałęzienie zakończone kraterami pasyżniczymi.



Budowa wulkanu i formy wulkaniczne

Ze względu na rodzaj lawy, wygląd stożka i charakter działalności wyróżnia się typy wulkanów :

- hawajski-są to wulkany tarczowe lub tarcze wulkaniczne. Wulkany takie określane są jako lawowe. Najczęściej jest to płynna lava bazaltowa, tworząca rozległy stożek wulkaniczny o łagodnych stokach;
- peleański-określany jako wulkan mieszany. Erupcja rozpoczyna się wyrzuceniem dużej ilości gazów i materiału piroklastycznego. Potem wypływa kwaśna lava tworząca stromy stożek wulkaniczny. Nazwa pochodzi od wulkanu Mont Pelée na Martynice;
- wezuwiański-określany jako wulkan eksplozywny. Wyrzuca bardzo duże ilości materiału piroklastycznego, a wypływ lawy jest niewielki. Również buduje strome stożki wulkaniczne;

Ze względu na przejawianą aktywność wulkany dzieli się na :

- czynne-takie, które obecnie przejawiają swoją aktywność;
- drzemiące-takie, które były aktywne w czasach historycznych, lecz dzisiaj nie przejawiają aktywności;
- wygasłe-takie, które nie wybuchały w czasach historycznych, lecz na powierzchni są widoczne ślady ich działalności(stożki wulkaniczne).

Po ustaniu działalności wulkanicznej tworzą się na tych obszarach charakterystyczne formy terenu :

- kaldera-zagłębienie powstające w wyniku rozerwania stożka wulkanicznego lub zapadnięcia się obszaru nad opróżnionym ogniskiem wulkanicznym;
- nek wulkaniczny-wzniesienie o bardzo stromych stokach zbudowane z lawy zakrzepłej w kominie wulkanicznym. Stożek wulkaniczny ulega zniszczeniu przez zewnętrzne czynniki rzeźbotwórcze i pozostaje na powierzchni tylko lava, która zastygła w dawnym kominie wulkanicznym;

-dajka-ślad lawy, która zastygła w szczelinach skalnych, a następnie została odsłonięta przez niszczące czynniki rzeźbotwórcze. Często przyjmuje formę mułów wulkanicznych o grubości od kilku centymetrów do kilku kilometrów.

Rozmieszczenie wulkanów na kuli ziemskiej :

Najwięcej wulkanów znajduje się wzdłuż wybrzeży Oceanu Spokojnego. Obszar ten nosi nazwę „Ognisty pierścień”. Jest to obszar krawędzi wielkich płyt litosfery, gdzie procesy wywołujące kolizję płyt są szczególnie aktywne, dlatego też zjawiska wulkaniczne i towarzyszące im trzęsienia ziemi są tu bardzo częste. Na kuli ziemskiej jest obecnie czynnych około 450 wulkanów. Większość z nich znajduje się na lądach. Znaczna część wulkanów znajduje się na wyspach wulkanicznych, powstałych na skutek podwodnych erupcji. Dokładne określenie liczby czynnych wulkanów jest niemożliwe, gdyż wulkanizm podwodny jest bardzo aktywny, ale nie zawsze zauważalny. Zdarza się jednak obserwować zjawiska współczesnego podwodnego wulkanizmu tam, gdzie pojawiają się i znikają nowe wysepki wulkaniczne. Są to tereny Aleutów, okolice Islandii i Azorów. Wulkany podwodne stanowią prawdopodobnie większość wulkanów na kuli ziemskiej. W Europie Najwięcej czynnych wulkanów znajduje się we Włoszech (Stromboli, Vulcano, Etna, Wezuwiusz) i na Islandii (Askja i Hekla).



Wulkany na kuli ziemskiej

Skutki zjawisk wulkanicznych można podzielić na :

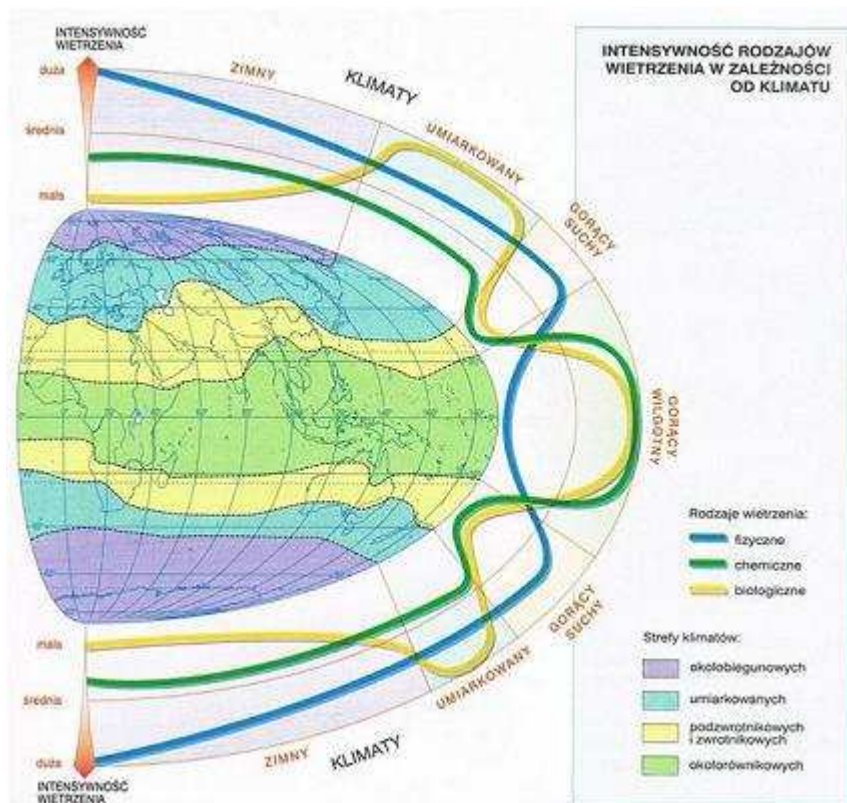
-twórcze-powstanie wysp(Hawaje), szczytów górskich(Kilimandżaro), żyzne gleby rozwijające się na tufach wulkanicznych(powstających z pyłów wulkanicznych), wód mineralnych i bogactw mineralnych, np. siarki i diamentów;
-niszczące-niszczenie wszelkiego życia i efektów działalności człowieka-wybuch Wezuwiusza w 79r. spowodował zasypanie materiałami piroklastycznymi miast Herkulanum, Pompejów i Stabie oraz całkowite ich zniszczenie.

PROCESY EGZOGENICZNE

Wietrzenie

Na styku litosfery i atmosfery zachodzą różne procesy i zjawiska naturalne. Jednym z nich jest **wietrzenie**. Proces ten polega na zmianach w zwięzłości, strukturze i składzie skał, powstających w wyniku oddziaływania na nie czynników atmosferycznych oraz organizmów żywych. **Skały występujące na powierzchni Ziemi ulegają rozpadowi i rozkładowi pod wpływem fizycznego i chemicznego działania wody, zmian temperatury powietrza i czynników biogenicznych.** Wietrzenie jest specyficznym procesem zewnętrznym, gdyż przygotowuje, a nawet warunkuje powstanie i rozwój form terenu. Bez wietrzenia i materiału zwietrzelinowego nie zachodziłyby procesy niszczenia jej powierzchni, gdyż woda, lód i wiatr muszą zawierać okruchy skalne, by wykonać pracę niszczącą.

Wskutek procesów wietrzenia na powierzchni Ziemi tworzy się **zwietrzelina**. Jej grubość jest przeważnie niewielka, choć w obszarach klimatu wilgotnego i gorącego może przekraczać 100 m. Zwietrzelina jest na ogół mniej zwięzła niż skała macierzysta. Dlatego jest ona bardzo podatna na działanie grawitacji, wody, wiatru, lodu i śniegu.



Wyróżnia się trzy podstawowe typy wietrzenia: fizyczne(mechaniczne), chemiczne i biologiczne.

Wietrzenie fizyczne powoduje rozluźnianie połączeń kryształków i ziaren skalnych, co w konsekwencji prowadzi do rozpadu skały.

Głównymi czynnikami tego procesu są zmiany temperatury wywołane nagrzewaniem i stygnięciem skał oraz zamarzaniem i rozmarzaniem roztworów znajdujących się w

szczelinach i pęknięciach skalnych. Krystalizacja soli oraz pęcznienie drobnoziarnistych substancji w szczelinach prowadzi także do wietrzenia.

W zależności od czynnika wywołującego rozpad skały wyróżnia się :

- **Wietrzenie mrozowe (zamróz, kongelacja)** – rozpad skał pod wpływem wody zamarzającej w szczelinach skalnych. Woda podczas zamarzania zwiększa swoją objętość rozsadzając skałę. Ten typ wietrzenia najintensywniej zachodzi wówczas, gdy temperatura powietrza oscyluje wokół 0°C (woda często zamarza i rozmarza). Produktem wietrzenia są różnej wielkości ostrokrawędziste odłamki skalne. Jest to tzw. gruz. W górach powstają rumowiska skalne oraz gołoborza. Produktem wietrzenia mrozowego może być również pył. Woda zamarzająca w mikroszczelinach ziaren piasku powoduje ich rozpad na drobniejsze cząsteczki pyłu.
- **Wietrzenie insolacyjne (termiczne)** – w tym typie wietrzenia przyczyną rozpadu skały są zmiany jej temperatury. Jest to wietrzenie charakterystyczne dla klimatów gorących i suchych, o dużych amplitudach dobowych temperatury powietrza.

Może występować w dwóch formach :

-rozpad ziarnisty zachodzi w skałach, których minerały mają różną rozszerzalność cieplną. Następuje nierównomierne rozszerzanie się i kurczenie minerałów. Powoduje to rozpad skały na drobne ziarna.

-łuszczenie się skały (wietrzenie skorupowe) polega na odrywaniu się jej przypowierzchniowej warstwy, która jest najbardziej narażona na zmiany temperatury. Szczegółowe badania wykazały, że przy wietrzeniu insolacyjnym niezbędna jest obecność wody.

- **Wietrzenie solne (eskudacja)** – zachodzi również w klimatach gorących i suchych. Sól krystalizująca się w szczelinach skalnych zwiększa swoją objętość, co może prowadzić do rozpadu skały. Sole krystalizujące na powierzchni gruntu tworzą różnego rodzaju polewy i skorupy zwane lakierem pustynnym.

- **Wietrzenie ilaste (deflokulacja)** – zachodzi pod wpływem nasiąkania wodą skał ilastych. Są to skały osadowe okruchowe. Okruchy te są bardzo małe. Skały ilaste pod wpływem wody pęcznią. Wyparowanie wody jest przyczyną ich kurczenia się i powstawania szczelin.

Wietrzenie chemiczne jest procesem polegającym na rozpuszczeniu w wodzie niektórych minerałów budujących skałę. Woda występująca w przyrodzie zawiera różne rozpuszczone substancje. Intensywność wietrzenia chemicznego wzrasta wraz ze wzrostem kwasowości wody. Mówimy wtedy, że woda jest agresywna. Wietrzenie chemiczne zależy także od warunków klimatycznych, w szczególności wilgotności, wielkości i częstotliwości opadów oraz temperatury powietrza. Woda jako rozpuszczalnik działa najsilniej w klimatach gorących i wilgotnych. Skały i budujące je minerały są w różnym stopniu odporne na działanie procesów wietrzenia chemicznego. Najmniej odporne na rozpuszczanie są węglany i siarczany, bardzo odporne są natomiast glinokrzemiany. Dlatego skałami podatnymi na wietrzenie chemiczne są wapienie, dolomity i gipsy oraz sole potasowe i sól kuchenna. Do najodporniejszych pod tym względem skał zalicza się utwory krystaliczne.

Wietrzenie chemiczne może zachodzić poprzez rozpuszczanie, utlenianie, uwadnianie, uwęglanie oraz hydrolizę.

- **rozpuszczanie (solucja)** – niektóre ze skał rozpuszczają się całkowicie (chlorki, gipsy, wapienie, dolomity). Inne ulegają częściowemu rozpuszczaniu (margle, piaskowce, których spoiwem jest węglan wapnia).

- **utlenianie (oksydacja)** – reakcja łączenia się minerałów z tlenem. Np. zamiana siarczków na siarczany, magnetytu na hematyt.
- **uwodnienie (hydracja)** – przemiana minerałów bezwodnych w słabo uwodnione, np. przemiana anhydrytu w gips lub hematytu w limonit.
- **uwęglanowanie (karbonatyzacja)** – przekształcenie minerałów w węglany. Temu procesowi podlegają głównie krzemiany i glinokrzemiany.
- **hydroliza** – rozkład minerałów na część zasadową i kwaśną. Przykładem może być rozkład skałeni prowadzących do kaolinizacji lub lateryzacji. W warunkach klimatu gorącego wilgotnego skałnie pod wpływem wody i dwutlenku węgla przeobrażają się w kaolinit. Natomiast w klimacie gorącym okresowo suchym skały zawierające skałenie tworzą czerwone zwietrzeliny laterytowe o dużej zawartości wodorotlenku glinu i żelaza.

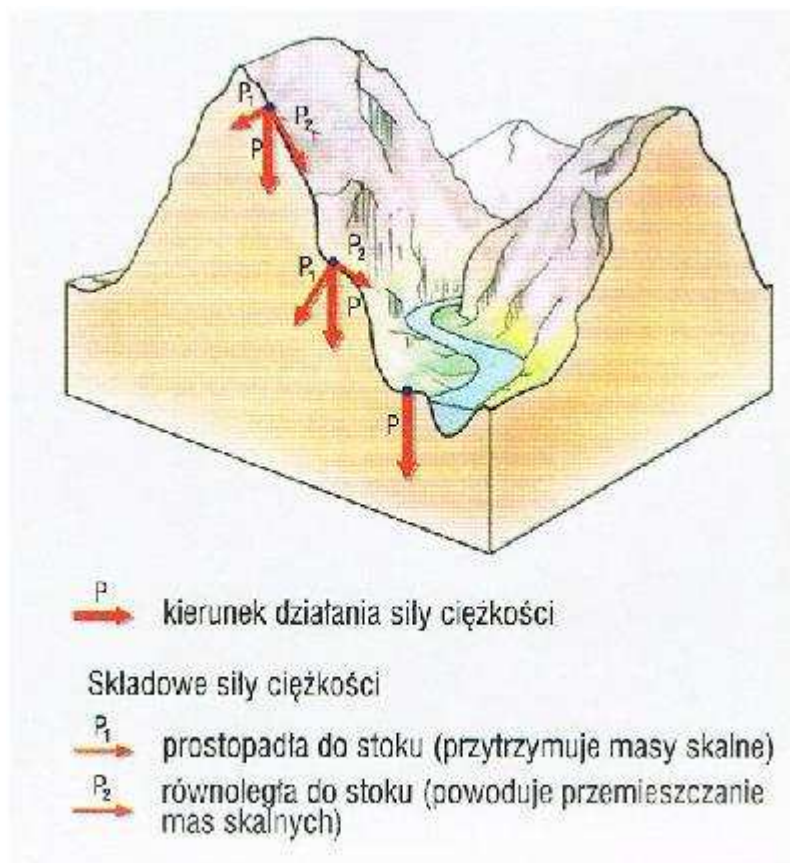
Wietrzenie biologiczne polega na rozpadzie lub rozkładzie skały pod wpływem bezpośredniego lub pośredniego działania organizmów żywych. **Przykładami takiego wietrzenia są :**

- mechaniczne oddziaływanie korzeni roślin na skały
- chemiczne działanie kwasów humusowych oraz bakterii
- mechaniczne oddziaływanie zwierząt ryjących

Zróznicowana budowa geologiczna oraz związana z nią różna odporność skał na wietrzenie powoduje, że proces ten działa selektywnie. W miejscach podatnych na wietrzenie tworzą się misy, kociołki i nisze wietrzeniowe, natomiast w miejscach bardziej odpornych formy wypukłe. Procesy wietrzeniowe sprzyjają także powstawaniu skałek dochodzących czasem do kilkudziesięciu metrów wysokości. W Polsce przykładem skałek mogą być formy spotkane w Górach Stołowych, Karkonoszach i na Pogórzu Ciężkowickim. Dezintegracja blokowa powoduje czasem powstanie na stokach gór rozległych pokryw blokowych, zwanych powszechnie gołoborzami, na przykład w Łysogórach, na stokach Śnieżki oraz Ślęży na Przedgórzu Sudeckim.

Grawitacyjne ruchy masowe

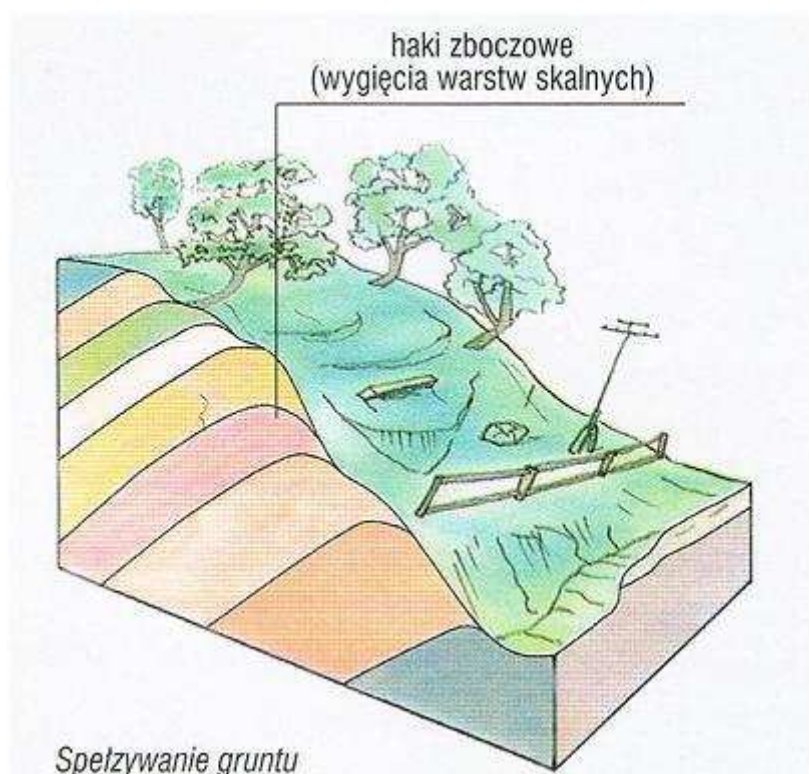
Siła ciężkości powodująca opadanie ciał na Ziemię działa także na osady pokrywające powierzchnię Ziemi. Wszelkie przemieszczenia materiału skalnego po powierzchniach nachylonych (stokach i zboczach), zachodzące pod wpływem sił ciężkości noszą nazwę **grawitacyjnych ruchów masowych**. Ruch ten odbywa się w dół powierzchni stokowej i może trwać nawet wiele lat. Czasem jednak przemieszczania mas skalnych mogą być gwałtowne i trwają zaledwie kilka sekund. Grawitacyjnym ruchom masowym podlegają skały o różnych właściwościach. Mogą to być produkty wietrzenia(zwietrzeliny), utwory skalne nasycone wodą, skały suche, a także sypkie i zwarte. Głównymi przyczynami przemieszczeń gruntów na stokach są zmiany stanu skał, wynikające z nasycenia wodą lub wyschnięcia, zamarzanie i tawienie, przemiany biologiczne i chemiczne, podcinanie przez wody płynące oraz przez falowanie, a także różne wstrząsy, które powodują zachwianie równowagi na stoku i ruch gruntu.



Rozkład sił ciężkości na stoku

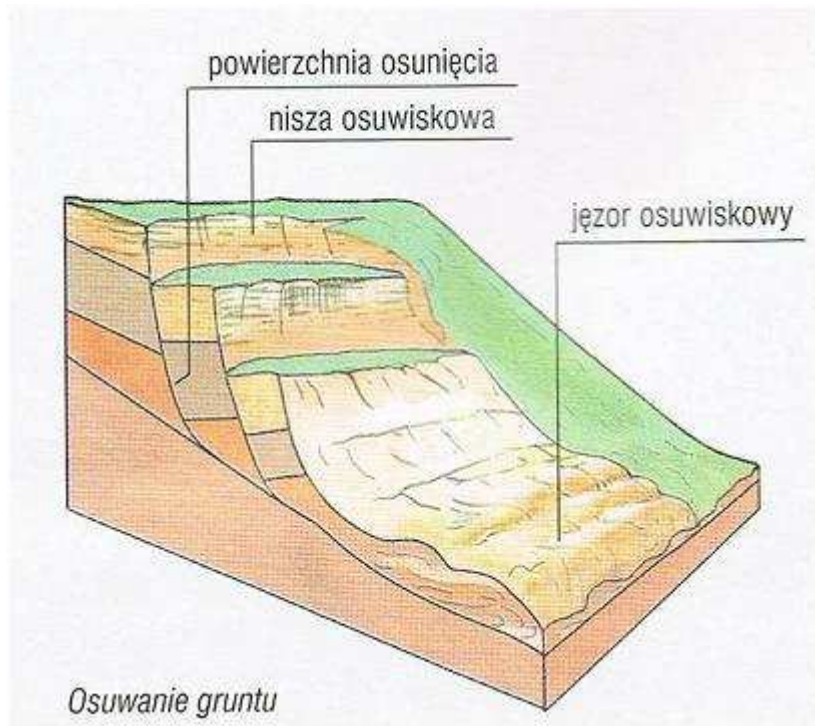
Grawitacyjne ruchy masowe mogą przybierać różne postacie. Najczęściej występuje spływanie, osuwanie, opadanie, obrywanie i sypywanie.

- **Spływanie**



Bardzo wolne przemieszczanie gruntu występujące na powierzchniach o małym nachyleniu. Głównym czynnikiem sprawczym tych ruchów jest nasycenie gruntów wodą. W umiarkowanych szerokościach geograficznych ślizganie zachodzi głównie na stokach zadarnionych. Ruch ten jest niezauważalny dla obserwatora. Można jednak zauważyć jego efekty w postaci pochylonych drzew, słupów telefonicznych, płotów itp. W Klimtach zimnych ślizganiu podlega powierzchniowa niezamarznięta warstwa zwietrzeliny, która pełźnie po zamrożonym, nieprzepuszczalnym dla wody podłożu.

• Osuwanie

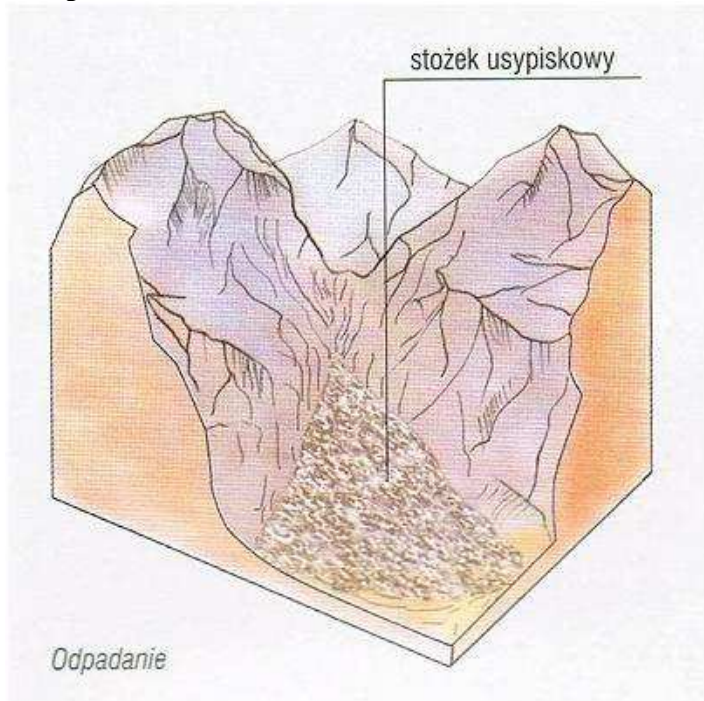


Proces ten jest stosunkowo szybki i polega na zsunięciu się zwietrzeliny lub mas skalnych po stoku. Zachodzi z różną prędkością, od kilku do kilkudziesięciu m/s. **Czynnikami sprzyjającymi osuwaniu się gruntów są :**

- nasączenie zwietrzeliny oraz skał wodą, na przykład po gwałtownych lub długotrwałych opadach.
- cechy budowy geologicznej, na przykład nachylenie warstw skalnych w tym samym kierunku, co stok lub występowanie na przemian skał przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych dla wody.
- naruszenie równowagi na stoku wskutek jego podcięcia przez rzekę lub fale morskie, wstrząsów wywołanych trzęsieniami ziemi, prac budowlanych itp.

Wskutek osuwania się gruntów powstają osuwiska. Klasyczne osuwisko składa się z niszy osuwiskowej oraz jęzora osuwiskowego. Przemieszczający się w dół materiał skalny często powoduje utworzenie w podłożu bruzdy, zwanej rynną osuwiskową.

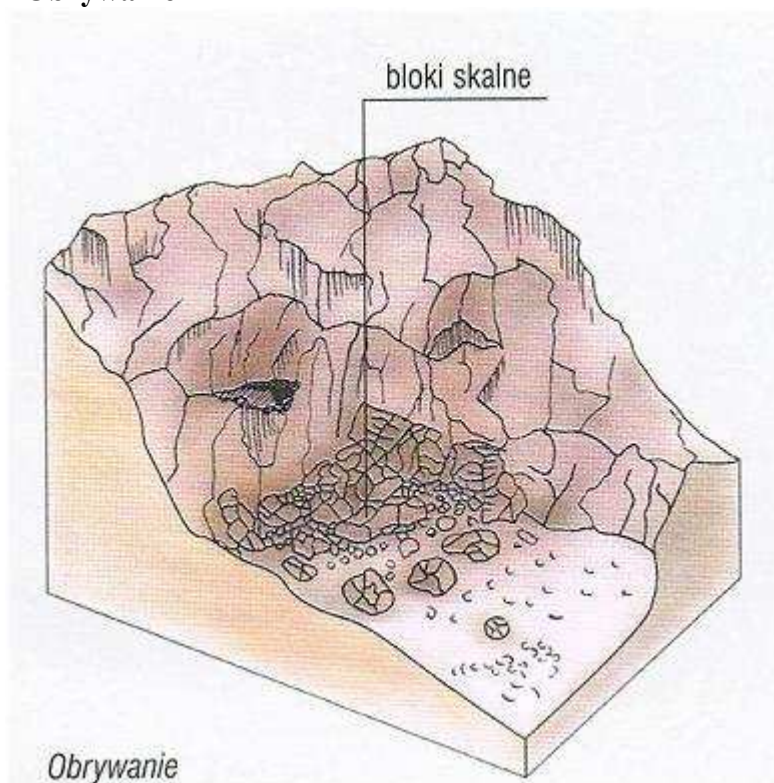
- **Odpadanie**



Odpadanie

Ruch ten występuje w obrębie ścian skalnych i stromych stoków. Polega na odrywaniu się od powierzchni skalnych różnej wielkości odłamków skał, które przemieszczają się w dół stoku. Przyczyną wywołującą odpadanie może być wietrzenie mrozowe. Przemieszczające się po stoku odłamki skalne żłobią podłużne rynny, zwane żlebami. U wylotu żlebu często powstaje stożek usypiskowy. Stożki takie w Tatrach nazywamy piargami.

- **Obrywanie**



Obrywanie

Występuje w obrębie stromych stoków i ścian skalnych. Najczęściej jest to jednorazowe oderwanie się i runięcie w dół dużych mas skalnych. Miejsce oderwania się skał nosi nazwę obrywu. U podnóża stoku lub ściany skalnej powstaje duże nagromadzenie bloków skalnych, tworzących bezładne blokowisko. Przykładem takich form są Wantule w Dolinie Miętusiej w Tatrach.

• Spływanie

Spływy ziemi zachodzą szczególnie intensywnie w strefie klimatu gorącego i wilgotnego, a mniejsze rozmiary osiągają w klimacie umiarkowanym. Spływ ziemi warunkuje gruba, obficie nasiąknięta wodą warstwa zwietrzliny. Ruchowi mogą podlegać fragmenty stoków i zboczy znacznych rozmiarów bez względu na stopień i rodzaj pokrycia szatą roślinną. Często nawet gęsty las nie stanowi przeszkody uniemożliwiającej spływ ziemi. Jako czynniki przyspieszające wymienia się uprawę roli oraz istnienie ścieżek wydeptanych przez zwierzęta. Po intensywnych opadach deszczu na odsłoniętych obszarach górskich mogą występować okresowe potoki błotne, potoki gruzowo – błotne lub potoki kamieniste. Stanowią one mieszaninę wody z różnej wielkości masami skalnymi i z dużymi blokami.

Grawitacyjne ruchy masowe mają negatywny wpływ na gospodarkę, szczególnie na obszarach górskich. Są przyczyną niszczenia pól uprawnych, łąk, lasów, dróg, zagrażają także budowlą położonym na stokach. Grawitacyjne ruchy masowe były wielokrotnie przyczyną zniszczenia osiedli, linii kolejowych, dróg, zasypania zbiorników wodnych oraz katastrof związanych ze zniszczeniem zapór na rzekach.

Działalność morza

Morza i oceany zajmują 71% powierzchni kuli ziemskiej. Ich rola geologiczna polega przede wszystkim na tym, że są one miejscem tworzenia się skał osadowych. Działalność rzeźbotwórcza wód morskich i oceanicznych obejmuje jedynie wąski pas graniczny lądu i morza, zwany **wybrzeżem** oraz **plytką strefę przybrzeżną**. **Czynnikami rzeźbotwórczymi na tym obszarze są przede wszystkim fala, lokalne prądy morskie i pływy, jak również erozyjna i akumulacyjna działalność rzek oraz grawitacyjne ruchy masowe.**

Niszcząca działalność wód morskich

Działalność wód morskich w strefie brzegowej ma charakter niszczący i budujący. Największy wpływ na brzeg morski wywiera **falowanie**. Jest to ruch wody w jej przypowierzchniowej warstwie, zachodzący głównie pod wpływem wiatru i widoczny w postaci podnoszenia się i opadania powierzchni wody. Fale oddziałują na brzeg mechanicznie i chemicznie.

Proces niszczenia lądu zachodzi szczególnie intensywnie w obrębie wysokich brzegów morskich. Siła uderzenia fal morskich jest tam olbrzymia, a jej nacisk wynosi średnio od **3 do 10 t/s²**. W czasie sztormów nacisk ten wzrasta nawet do **30 t/s²**. Brzeg morski niszczą także różnej wielkości odłamki skalne przemieszczane przez fale.

Fale uderzając w dolną część wysokiego brzegu, niszczą skały i tworzą w nich zagłębienie w kształcie niszy. Pogłębianie niszy powoduje, że leżące nad nią skały po pewnym czasie obrywają się, a wysoki brzeg cofa się w kierunku lądu. Powstaje stromy brzeg morski, zwany **klifem**.

Klasyczny klif tworzy stromo nachylony lub pionowy brzeg morski, rozwijający się wskutek podcinania przez fale dolnej części stoku. Dlatego też w ścianie klifu zachodzą częste obrywy i osuwiska. Jego wysokość zależy od rodzaju tworzących go skał oraz rzeźby terenu. Najwyższe klify powstają w skałach zwięzłych, na przykład na Wyspach Owczych do 725 m, jednak przeważnie osiągają od 100 do 200 m wysokości.

Stopień niszczenia brzegu morskiego przez fale wiąże się ściśle z różną odpornością skał na erozję morską. Dlatego linia brzegowa wybrzeża zbudowanego ze skał o różnej oporności na niszczenie jest nieregularna. Brzeg morski jest tam często urozmaicony jamami i tunelami, a z wody wyrastają strome skałki o rozmaitych kształtach: iglic, stożków, łuków, mostów skalnych itp. Przykład takiego wybrzeża występuje w Normandii (północna Francja).

Proces niszczenia klifów zachodzi z różną szybkością. Zależy przede wszystkim od siły uderzenia fal morskich oraz odporności skał tworzących wybrzeże. Brzegi kanału La Manche utworzone ze skał mało odpornych cofają się około 2 m rocznie, a klify wapienne w Normandii około 30 cm rocznie. W okolicach Kołobrzegu brzeg morski cofa się od 0,5 do 1 m w ciągu roku.

Interesującym przykładem niszczącej pracy fal morskich jest skalista wyspa Helgoland na Morzu Północnym. Jeszcze w XI wieku miała ona 900 km². Dziś zajmuje zaledwie 1,5 km². Przykładem cofania się klifu utworzonego w osadach morenowych jest rejon Trzęsacza na Pobrzeżu Szczecińskim. W średniowieczu wybudowano tam kościół w odległości 2 km od morza. W 1820 roku morze zbliżyło się do kościoła na odległość 20 m, a w 1901 roku część budowli runęła do wody. Obecnie istnieje tylko południowy fragment kościoła.

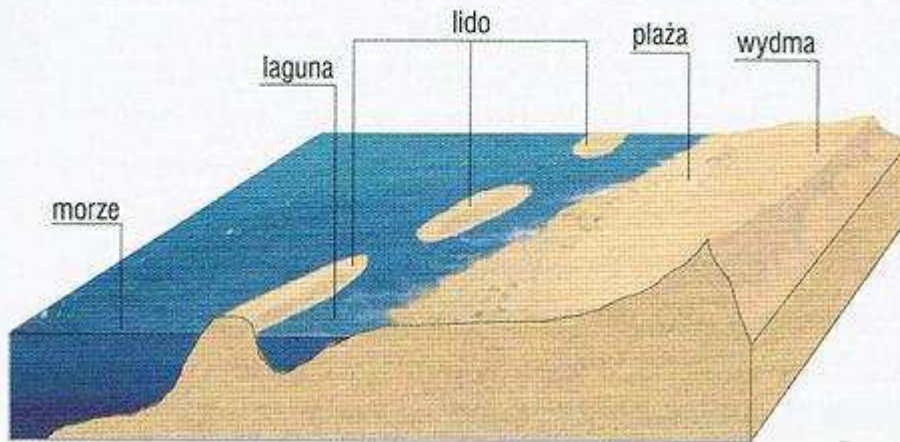
Budująca działalność wód morskich

Fale morskie oprócz niszczenia brzegu wykonują także prace budujące. Jeżeli więcej piasku jest wyrzucane przez fale na brzeg, niż może powrócić w morze, to jego nadmiar gromadzi się. W ten sposób powstają piaszczyste plaże. Silne fale podczas sztormu mogą zniszczyć część plaży, a także wyrzucić na brzeg grubszy materiał piaszczysty i żwirowy, który osadzony w miejscu największego zasięgu fal tworzy formę, zwaną wałem **brzegowym**. W miejscach, gdzie występuje płytkie dno, siła transportowa fal może się znacznie osłabić wskutek tarcia o dno. W pewnej odległości od brzegu w morzu tworzy się w tym wypadku piaszczysty wał równoległy do linii brzegowej. Formy także występują na Morzu Adriatyckim w okolicach Wenecji i noszą nazwę **lido**. Część morza między stałym lądem a lido tworzy **lagunę**. Czasem laguna zostaje całkowicie odcięta przez piaszczysty wał od morza i zamienia się w jezioro przybrzeżne.

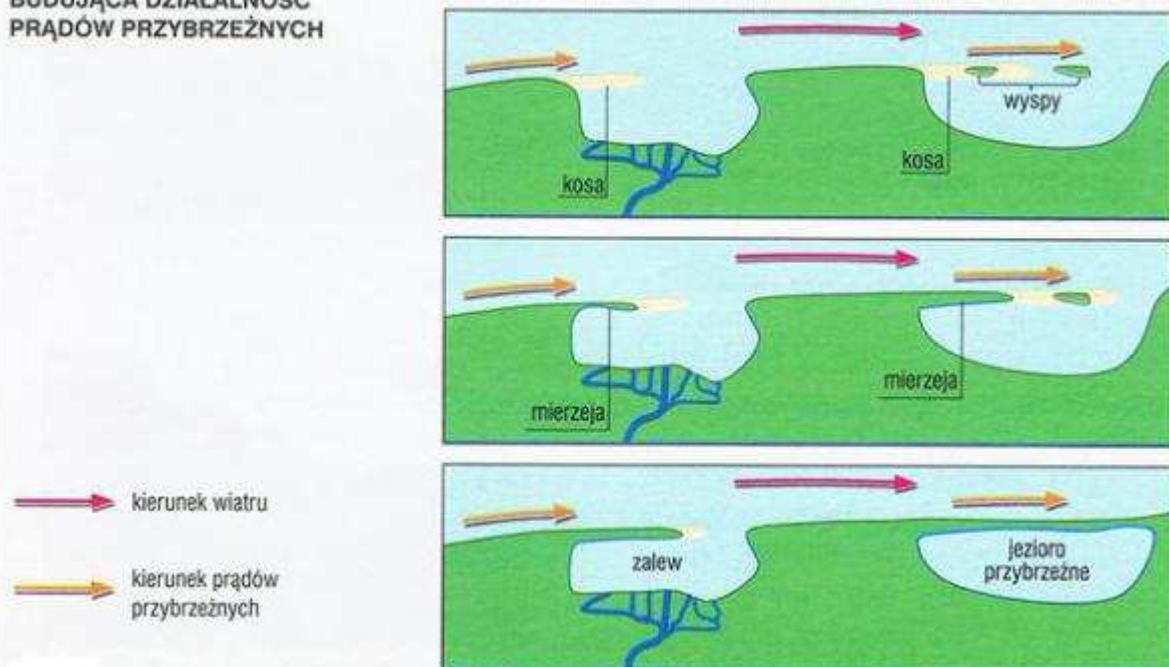
Biorąc pod uwagę rozwój wybrzeży, występujących na kuli ziemskiej, dzielimy je na:

- Wybrzeża narastające, czyli takie, które powiększają się, na przykład płaskie.
- Wybrzeża cofające się, czyli takie, które są niszczone, na przykład klifowe.

WYBRANE ELEMENTY WYBRZEŻA PŁASKIEGO



BUDUJĄCA DZIAŁALNOŚĆ PRĄDÓW PRZYBRZEŻNYCH



Wybrzeża dzielą się na:

• Wybrzeża wysokie

1. Dalmatyńskie: utworzone są w wyniku zalania silnie rozczłonkowanych grzbietów górskich równoległych do wybrzeża (Półwysep Bałkański).
2. Riasowe: powstają w wyniku zalania dolin starych grzbietów górskich prostopadłych do wybrzeża (np. w Irlandii, Francji, Portugalii).
3. Fiordowe: tworzą się w wyniku zalania U-kształtnych górskich dolin polodowcowych (np. wybrzeża Norwegii).
4. Limanowe: tworzą się wówczas, gdy wałami piaszczystymi odcinane są lejkowate ujścia rzek (np. wschodnie wybrzeża Morza Czarnego).
5. Klifowe: utworzone są w wyniku niszczenia przez fale morskie zboczy wyżyn lub wysoczyzn (np. południowe wybrzeża Bałtyku w rejonie Gdyni).
6. Szerowe (szkierowe): powstają przez zalanie setek małych skalistych wysepek wygładzonych wcześniej przez lądolód (np. wybrzeża Finlandii i Szwecji).

• Wybrzeża niskie

1. Mierzejewo: powstałe w wyniku działalności prądów przybrzeżnych, które tworzą mierzeje i zalewy, np. wybrzeża Bałtyku między Rozewiem a Kłajpedą.
2. Lagunowe: utworzone w wyniku odcięcia płytkiej zatoki (laguny) przez wynurzoną, piaszczystą przybrzeżną ławicę (lido), np. wybrzeża Adriatyku w okolicach Wenecji.
3. Namorzynowe: występują tylko w strefie ciepłej, gdzie nad brzegami mórz rosną słonolubne lasy namorzynowe. Odsłaniające się w czasie odpływu korzenie drzew, rosnących nawet na obszarze płytkiego dna morskiego, chronią brzeg przed niszczącą działalnością fal.
4. Korallowe: charakterystyczne są również dla strefy ciepłej, budują je koralowce i niektóre gatunki mszywiolów. Niedaleko brzegu tworzy się swoista bariera – rafa koralowa, która nie pozwala na niszczenie wybrzeży. Największa rafa koralowa ciągnie się wzdłuż wschodnich wybrzeży Australii – jest to Wielka Rafa Koralowa, mająca około 2000 km. Wokół wysp rafy koralowej tworzą bariery w formie pierścieni – są to atole.

Osady:

• Osady denne

Działalność morza w strefie brzegowej przyczynia się również do formowania i transportowania osadów składanych później na jego dnie. Osady denne, jakie gromadzą się w strefie przybrzeżnej, składają się z:

- materiału okruszowego pochodzącego z niszczenia brzegów oraz przyniesionego przez rzeki i lodowce.
- osadów organicznych powstałych z obumarłych organizmów żyjących w tej strefie lub przy ich współudziale.
- osadów wytrąconych z wody morskiej.

W strefie przybrzeżnej powstają zatem zlepieńce, piaskowce, mułowce, a także wapienie i margle, gipsy, dolomity, sole.

• Osady głębokowodne

Osadami głębokowodnymi są głównie ropy i muły. Głębokomorskie ropy i muły tworzą się z:

- osadów pochodzących z niszczenia lądu, a przyniesionych z prądami głębinowymi.
- opadających na dno pyłów wulkanicznych, pyłów pochodzących z atmosfery i kosmosu.
- szczątków organizmów lub ich skorup.

W osadach głębokomorskich występują również konkracje żelazowo-manganowe. Miejscem koncentracji wielu metali pochodzących z wulkanów podmorskich są grzbiety śródoceaniczne.

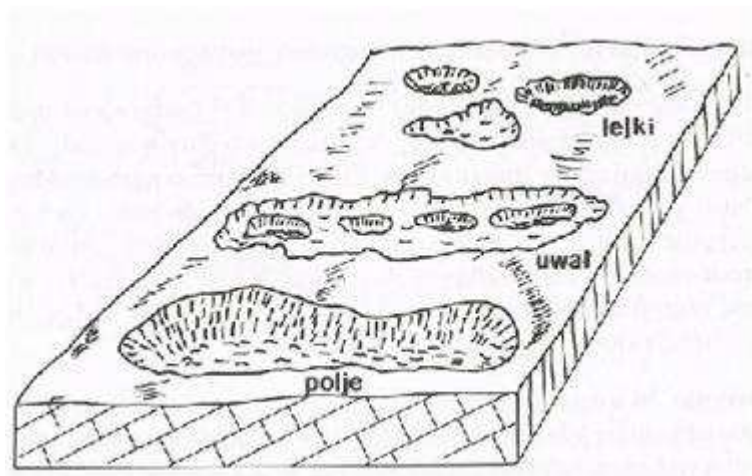
Zjawiska krasowe

Pewne części skorupy ziemskiej zbudowane są ze skal rozpuszczalnych w wodzie, do których przede wszystkim należą: gips, sól, wapienie i dolomity. Ponieważ skały te posiadają zazwyczaj bardzo duże szczeliny, to wody opadowe wzbogacone o dwutlenek węgla i płynące po powierzchni dostają się w głąb i dzięki temu powstają różnorodne formy zarówno na powierzchni jak i pod ziemią. Proces doprowadzający do powstania tych form nosi nazwę krasowienia, które może być powierzchniowe i podziemne.

Formy krasu powierzchniowego:

- **Żłobki i żebra krasowe** – równoległe do siebie ułożone wytwory wody deszczowej spływającej po pochyłych powierzchniach i tworzącej bruzdy (żłobki) o głębokości od kilku do kilkunastu centymetrów i takiej szerokości. Oddzielone są od siebie zebrami krasowymi o ostrych lub zaokrąglonych kształtach.

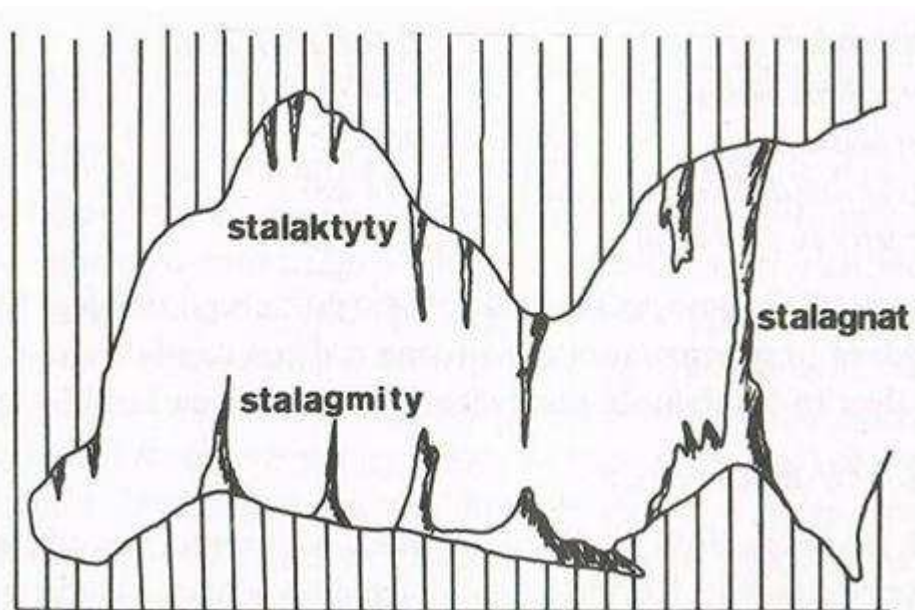
- **Lejki krasowe** – stożkowe lub miskowate zagłębienia o średnicy od 2 do kilkuset metrów, powstające w wyniku rozpuszczenia skał wapiennych przez wody, najczęściej wpadające w szczeliny. Powstają także w wyniku zapadnięcia się jaskiń.
- **Uwały** – zagłębienia powstające z połączenia kilku lejków leżących blisko siebie, których zbocza ulegają całkowitemu niszczeniu i doprowadzają do obniżenia dzielących je grzęd.
- **Polja** – bardzo duże (do 400 km²) i głębokie (do 800 m) obniżenia o kształcie podobnym do kotliny i wyrównanym w dnie. Powstają z połączenia dużej ilości lejków i uwałów, których grzędy zostały całkowicie rozmyte.
- **Mogoty** – ostańcowe skałki przybierające różne kształty: baszty, iglice, maczugi. Wznoszą się ponad zrównana powierzchnię na obszarach krasowych i świadczą o dawnym zasięgu skał.
- **Jary krasowe** – głębokie doliny o bardzo stromych, często pionowych zboczach. U wylotu tych dolin często powstaje zwężenie o pionowych ścianach, tzw. brama.



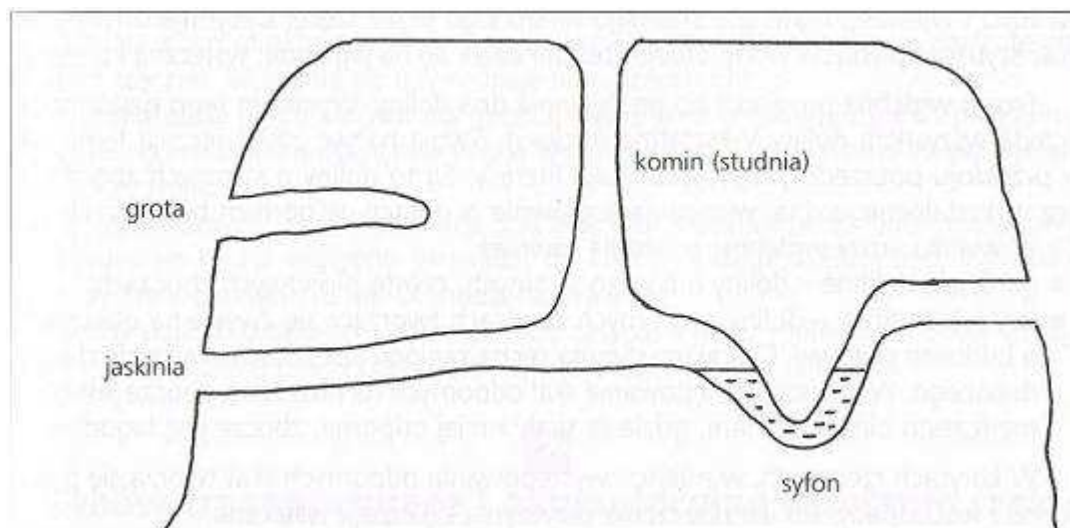
Lejki, uwały i polje

Formy krasu podziemnego:

- **Studnie i kominy krasowe** – poszerzone przez wody opadowe pionowe szczeliny, o średnicy od kilku do kilkunastu metrów. Kominy różnią się od studni mniej regularnym otworem, a ich szerokość wzrasta wraz z głębokością.
- **Ponory** – otwory, w których ginie woda płynąca, a następnie wykorzystując sieć kanałów płynie wiele kilometrów pod ziemią.
- **Wywierzyska** – otwory wyprowadzające na powierzchnię wody podziemne, często te, które zostały pochłonięte przez ponory.
- **Jaskinie, grotty, pieczary** – wolne przestrzenie występujące w głębi ziemi, o znacznych rozmiarach, często połączone podziemnymi korytarzami w całym systemie. Powstają i rozrastają się wzdłuż szczelin pionowych i poziomych, a największe rozmiary osiągają w miejscach krzyżowania się szczelin lub pod wpływem działalności wód podziemnych rzek.
- **Syfony jaskiniowe** – odcinki korytarza jaskiniowego wypełnione całkowicie wodą. W jaskiniach, wskutek wytrącania się, powstaje szata naciekowa:
 - **Stalaktyty (sopleńce)** – wiszą u stropu jaskini.
 - **Stalagmity** – tworzą się na dnie jaskini.
 - **Stalagnaty** (kolumny jaskiniowe) – powstałe z połączenia stalaktytu i stalagmitu.
 - **Draperie naciekowe** – nacieki o różnych kształtach, przypominające najczęściej zasłony lub firany.



Nacieki w jaskini



Przekrój przez formy jaskiniowe

Do najlepiej znanych obszarów krasowych w Europie należą kras występujący w Masywie Czeskim, Na Morawach i w Słowacji, we wschodnich Alpach, w górach Dynarskich głównie na obszarze Dalmacji, w górach Jura, w masywie Centralnym we Francji oraz na Uralu. W Azji zjawiska krasowe występują w południowo-wschodniej Syberii, na Kaukazie, w Chinach, Indiach i na Jawie. W Afryce znane obszary krasowe występują tylko w jej północno-zachodniej części, a w Ameryce głównie na Kordylierach, Na Kubie, w Brazylii i Wenezueli. Występują także we wschodniej Australii oraz na niektórych wyspach Pacyfiku. W Polsce kras rozwinięty jest głównie na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej (ponad 1 000 jaskiń) oraz w Tatrach (500 jaskiń). Spotykany jest także w Sudetach i Górach Świętokrzyskich.

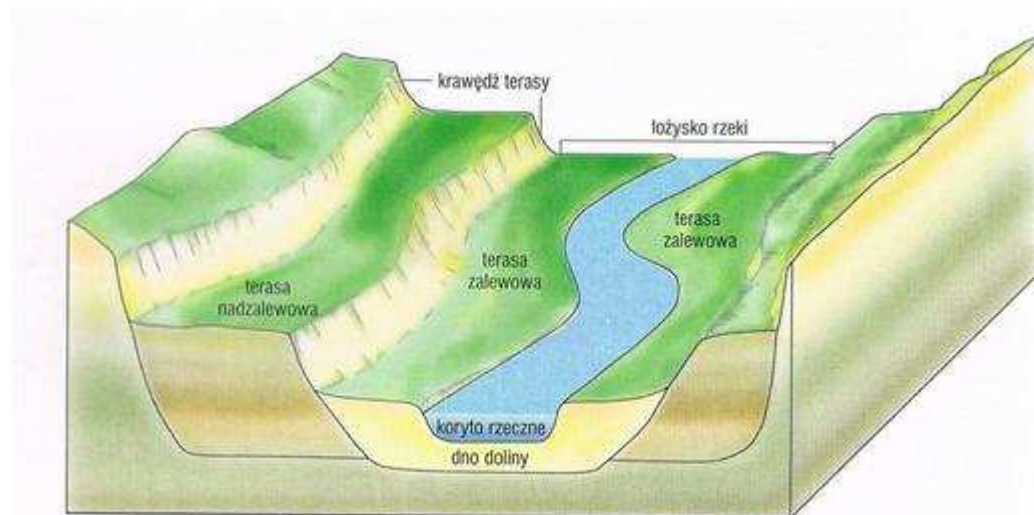
Działalność wód płynących

Wody płynące są jednym z najważniejszych czynników rzeźbotwórczych na powierzchni Ziemi. Z wyjątkiem regionów podbiegunowych, pustyń oraz części obszarów bezodpływowych, ukształtowanie powierzchni Ziemi jest w przeważającej mierze wynikiem działalności wód płynących, głównie rzek.

Woda na lądach pochodzi przede wszystkim z opadów. Dlatego jej rzeźbotwórcza rola rozpoczyna się wtedy, kiedy dociera ona do powierzchni Ziemi.

Wody pochodzące z opadów wsiąkają w glebę lub spływają po powierzchni terenu. Po obfitych opadach następuje spływ powierzchniowy oraz spłukiwanie przez wodę zewnętrznej warstwy gleby (erozja gleby). Woda może także spływać strugami, żłobiąc teren wzdłuż linii spływów. W ten sposób powstają bruzdy i rozcięcia, a czasem nawet sporych rozmiarów wąwozy charakterystyczne dla obszarów zbudowanych z lessów.

Wody deszczowe działają okresowo i krótkotrwale. Znacznie potężniejszym czynnikiem rzeźbotwórczym niż wody opadowe są rzeki. W ciągu roku spływa z powierzchni lądów około 37 000 km³ wody. Działalność rzek polega na niszczeniu powierzchni Ziemi oraz transporcie i akumulacji niesionego materiału. Rzeźba terenu powstała w wyniku działania rzek nosi nazwę **rzeźby fluwialnej**. Tworzą ją głównie **doliny rzeczne**. Są to wklęsłe formy terenu utworzone wskutek erozyjnej działalności rzek. Elementami doliny rzecznej są jej **dno oraz zbocza**. Dno doliny rozciągnięte jest **korytem**, w którym płynie rzeka. Przylegająca do koryta część dna doliny zalewana przez wody w czasie wezbrań rzeki nosi nazwę **łożyska rzeki**. Dolina ograniczona jest zboczami, czyli powierzchniami nachylonymi, rozciągającymi się między dnem a krawędzią wierzchowiny. W części źródłkowej rzeki znajduje się tzw. Zamknięcie doliny, natomiast kończy się ona ujściem w miejscu, gdzie rzeka uchodzi do innej rzeki, jeziora lub morza.



Dolina rzeczna i jej elementy

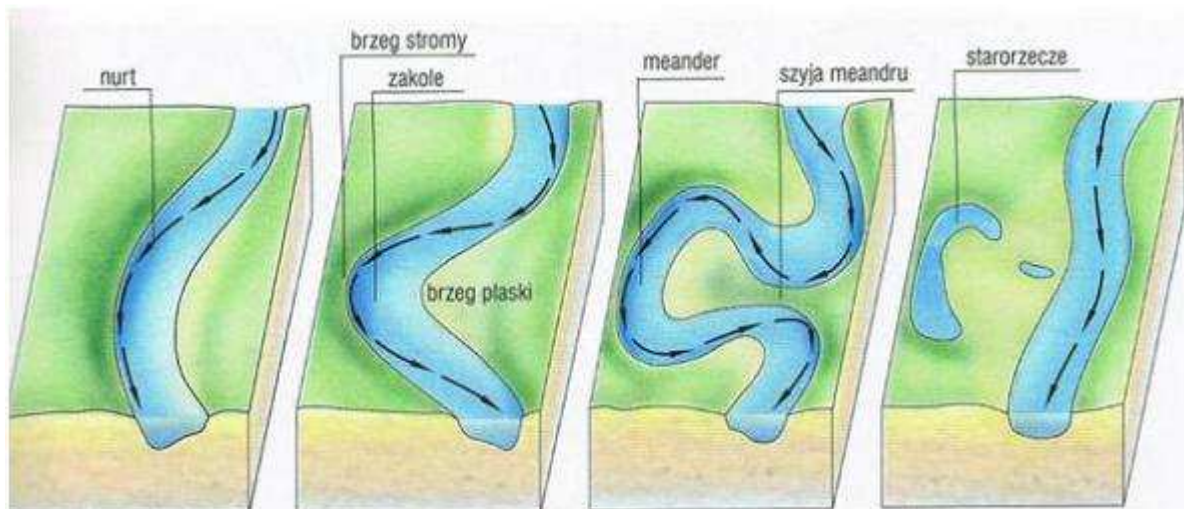
Kształt doliny rzecznej zależy w dużym stopniu od budowy geologicznej podłoża, w szczególności odporności i ułożenia warstw skalnych. **Biorąc pod uwagę profil poprzeczny doliny rzecznej, wyróżnia się dwa typy dolin rzecznych :**

- **Wciosowe**, nazywane często V-kształtnymi o wąskim dnie i stromych zboczach.
- **Płaskodenne** o stromych zboczach i płaskim dnie.

Niektóre doliny rzeczne mają profil nieckowaty. Powstaje on najczęściej wskutek złagodzenia zboczy dolin płaskodennych przez procesy denudacyjne.

W większości rzek wyróżniamy **bieg górny, środkowy i dolny**. Różnica między nimi polega na spadku rzeki. W górnym biegu spadek rzeki jest przeważnie największy i płynie ona najszybciej. Dolina ma strome zbocza, a w jej dnie występują liczne progi, na których tworzą się czasem wodospady. Przeważa tu erozja wgłębna, prowadząca do pogłębiania doliny. W środkowym biegu rzeka płynie znacznie wolniej. Dominuje w nim erozja boczna, prowadząca do poszerzenia doliny. Stopniowo bieg środkowy przechodzi w bieg dolny, w którym spadek rzeki jest niewielki. W tym odcinku rzeki przeważa akumulacja, czyli gromadzenie materiału niesionego przez rzekę.

Szybkość przemieszczania się wody w rzece nie jest jednakowa, najszybciej płynie w **nurcie**. W dolnym i środkowym biegu rzeki nurt często przesuwają się z jednego do drugiego brzegu. Wskutek tego bieg rzeki staje się coraz bardziej kręty, następnie tworzy ona **zakola i meandry**. Brzegi koryta w obrębie meandru są różnie wykształcone. Zewnętrzny jest stromy, gdyż zachodzi podcinanie brzegu przez rzekę (erozja boczna), wewnętrzny jest przeważnie płaski, gdyż następuje akumulacja osadów. Często w czasie wiosennej powodzi lub innego przyboru wody następuje wyprostowanie biegu rzeki poprzez odcięcie meandru, z którego powstaje **starorzecze**.



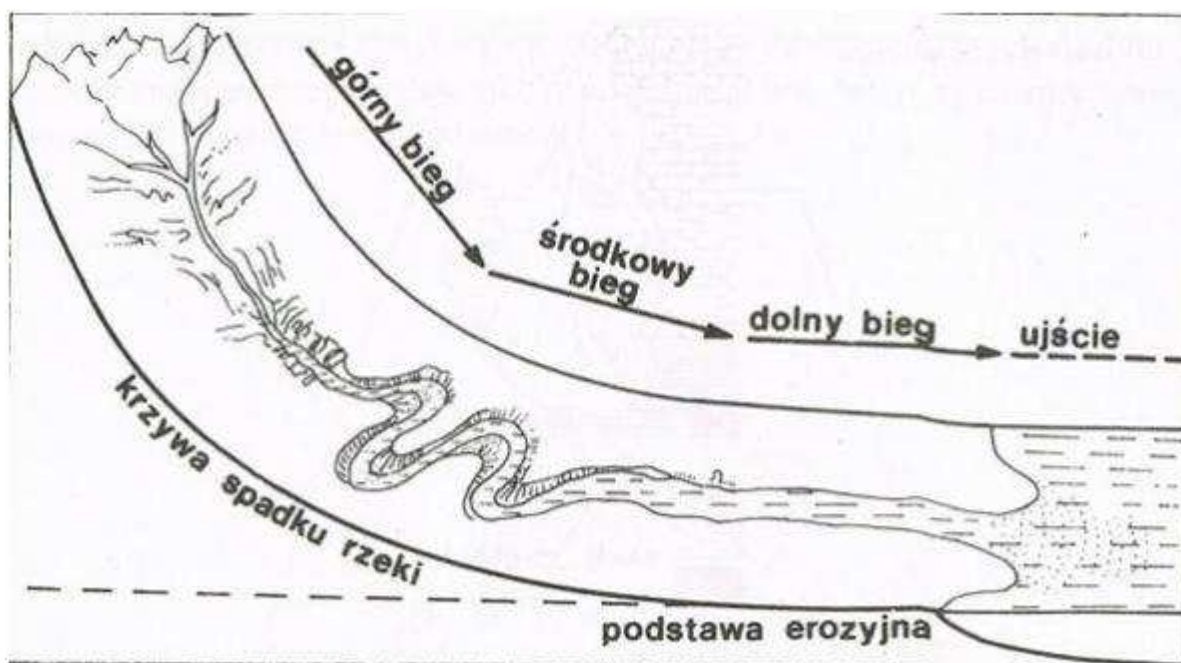
Powstanie meandru i starorzecza

Woda w rzece płynie zgodnie z siłą grawitacji – z miejsc wyżej leżących do miejsc leżących niżej. Rzeka nie może więc w nieskończoność pogłębiać swojego koryta. Najniższy poziom, jaki może osiągnąć erozja wgłębna w korycie rzeczonym, określa tzw. Podstawa (baza) erozyjna. Głównymi bazami erozyjnymi rzek są poziom oceanu światowego oraz poziom dna obniżenia bezodpływowego (dla rzek obszaru bezodpływowego). Jeśli nastąpi zmiana głównej bazy erozyjnej, na przykład wskutek ruchów górotwórczych, ruchów łądotwórczych czy w wyniku zlodowaceń, rzeka może głębiej rozciąć dolinę. Pozostaną wtedy fragmenty starej doliny w postaci powierzchni płaskich o różnej szerokości, ciągnące się wzdłuż doliny. Formy takie nazywamy **terasami rzecznyymi**.



Powstanie terasów rzecznych w wyniku zmian bazy erozyjnej

Nie wszystkie rzeki mają wyraźne ukształtowane trzy odcinki biegu. Niektóre wypływają z gór i aż do ujścia mają duży spadek, a więc mają tylko bieg górny. Przykładem mogą być krótkie rzeki andyjskie uchodzące do Oceanu Spokojnego. Są też rzeki, które biorą początek na nizinach i od źródeł aż do ujścia zachowują charakter biegu dolnego, na przykład niektóre rzeki Niziny Wschodnioeuropejskiej.



Krzywa spadku rzeki

Działalność rzeki	Przewaga erozji wglębnej	Przewaga erozji bocznej	Przewaga akumulacji
Typowy profil poprzeczny doliny	Doliny wcięte o profilu V-kształtnym	Dolina skrzynkowa, dolina nieckowata	Szeroka dolina rzeczna
Spadek	duży	średni	mały
Typowe osady	Otoczaki i różnej wielkości odłamki skalne	Piaski, żwiry i otoczaki	Piaski, muły
Elementy doliny	Wąskie dno, strome zbocza, w korycie liczne progi skalne i wodospady	Płaskie i szerokie dno, łagodne lub strome zbocza, występują często meandry oraz terasy	Płaskie i szerokie dno, najczęściej słabo wykształcone zbocza, występują meandry, starorzecza i terasy





Rzeki płynące w obszarach o zróżnicowanej budowie geologicznej, na przykład w górach lub na wyżynach, muszą przedzierać się przez przeszkody w postaci twardego podłoża lub pasma górskiego, które ulega wypiętrzeniu. W tych miejscach doliny rzecznej są znacznie węższe niż w innych, a ich zbocza bardziej strome. Takie odcinki rzeki nazywamy **przełomami rzeczny**.

W dolnym biegu rzeki jej siła nośna najczęściej znacznie się osłabia. Dominującym procesem w dnie doliny jest akumulacja. W miejscach, gdzie prąd rzeki jest słabszy, tworzą się w korycie wydłużone piaszczyste i żwirowe nasypy, które podczas niskich stanów wody wystają nad jej powierzchnię.

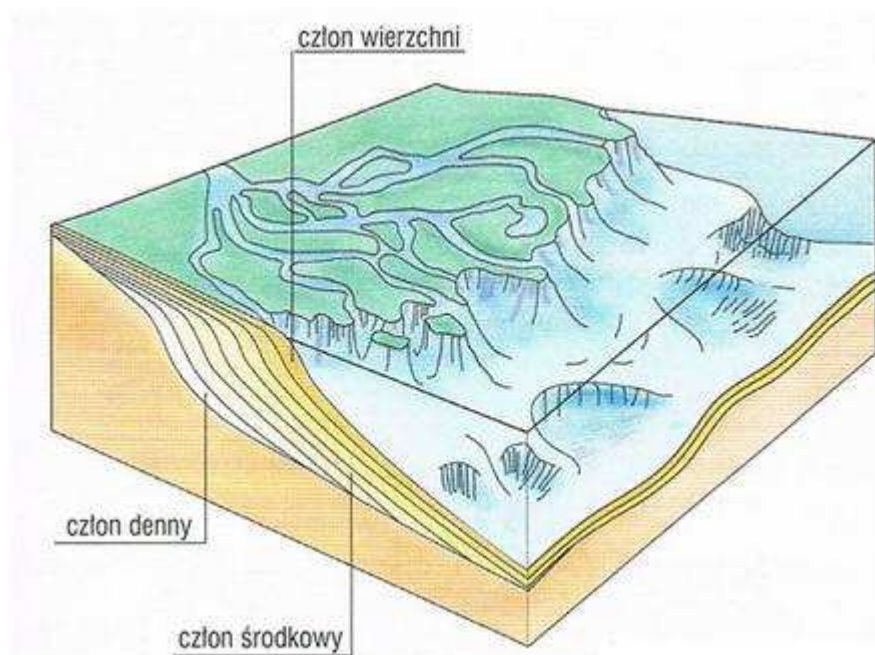
Stozek napływowy przy ujściu Wiszni do Wisłoka na terenie Magurskiego Parku Narodowego. Forma ta powstaje ze spłukiwania materiału skalnego i osadzaniu się go w miejscach, gdzie spada siła nośna wody.

Typową formą akumulacji rzecznej są stożki napływowe. Powstają one najczęściej tam, gdzie siła nośna rzeki ulega osłabieniu, wskutek czego część niesionego przez nią materiału jest osadzana. Takim miejscem jest wylot wąskiej doliny na przedpole gór lub ujścia bocznych dolin do wąskiej doliny głównej.

Specyficznym rodzajem stożka napływowego jest **delta**. Powstaje ona przy ujściu rzeki do jeziora lub spokojnej i płytkiej zatoki morskiej. Jest to nagromadzenie osadów piaszczystych, iglastych i mułu o wachlarzowym kształcie. Delty powstają tam, gdzie rzeki przynoszą więcej materiału, niż może być usunięte przez fale i prądy przybrzeżne.

Rzeki uchodzą do mórz i jezior nie tylko deltą, ale także **lejką ujściową, zwaną estuarium**. Ten rodzaj ujścia powstaje w miejscach, gdzie działalność wód morskich lub jeziorna nie pozwala na akumulację osadów rzecznych. Zostają one uprzatnione głównie przez

silne prądy pływowe. Przykładami estuariów są ujścia Łaby, Tamizy, Loary, Konga i Rzeki Św. Wawrzyńca.



Przekrój przez deltę

W obrębie delty wyróżnia się **część nadwodną**, zwaną **deltą właściwą**, oraz **część podwodną**, na ogół znacznie większą, wychodzącą daleko w morze. W zależności od charakteru ujścia deltowego wyróżnia się :

- **Delty proste**, mające kształt stożka rozprzestrzeniającego się symetrycznie w stosunku do jednoramiennego ujścia (na przykład delty Ebro i Donu).
- **Delty złożone**, wieloramienne i rozwijające się wielokierunkowo (na przykład delty Nilu, Gangesu i Brahmaputry).

Znaczenie rzek dla człowieka :

Rzeki wywarły duży wpływ na życie i gospodarkę człowieka. Za ich pośrednictwem następuje przenoszenie wody na znaczne odległości. Rzeki mogą więc pełnić funkcje odwadniające i nawadniające pewne obszary Ziemi, co ma duże znaczenie dla rozwoju rolnictwa. Przy ujściu niektórych dużych rzek do morza następuje proces akumulacji osadów i tworzą się delty. W ten sposób rzeki przyczyniają się do powiększenia lądu.

Na obszarach suchych i półpustynnych, przez które przepływają duże rzeki, na przykład Nil w Egipcie czy Eufrat i Tygrys w Iraku doliny rzeczne są miejscami działalności gospodarczej – głównie rolnictwa. Wodę z rzek wykorzystuje się także do nawadniania obszarów pustynnych.

Rzeki transportują piaski i żwiry i osadzają je w swoich dolinach. Powstają w ten sposób złoża cennych surowców budowlanych. Złoża piasków i żwirów rzecznych mają przewagę nad innymi, na przykład wodno-lodowcowymi lub wydmowymi, ponieważ ciągle się tworzą, a więc są odnawialne.

Działalność erozyjna rzek spowodowała utworzenie w górach głębokich dolin rzecznych. Niektóre z nich przecinają pasmo górskie. Istnienie tych form ułatwia człowiekowi budowę szlaków komunikacyjnych. Ważne linie kolejowe i drogi biegną często dolinami rzeczными. Od dawna w dolinach dużych rzek, a zwłaszcza na wysokich terenach, buduje się osady

ludzkie. Nad rzekami powstały wielkie miasta. Ludzie korzystają z rzek jako taniego źródła energii, budując elektrownie wodne. Rzeki są także ważnymi drogami komunikacyjnymi oraz źródłem wody pitnej.

Woda jest również niezbędnym surowcem do rozwoju przemysłu. Zakłady przemysłowe zużywają w procesach produkcyjnych duże ilości wody. Dlatego też często lokalizuje się je nad rzekami.

Podane wyżej przykłady świadczą dobitnie o dużym znaczeniu rzek w życiu i gospodarce człowieka.

Wody płynące stanowią istotny czynnik podnoszący atrakcyjność turystyczną krajobrazu. Turystów przyciągają wielkie rzeki, źródła, malownicze odcinki dolin i wodospady. Duże znaczenie ma także możliwość wypoczynku, rekreacji i uprawiania sportów wodnych.

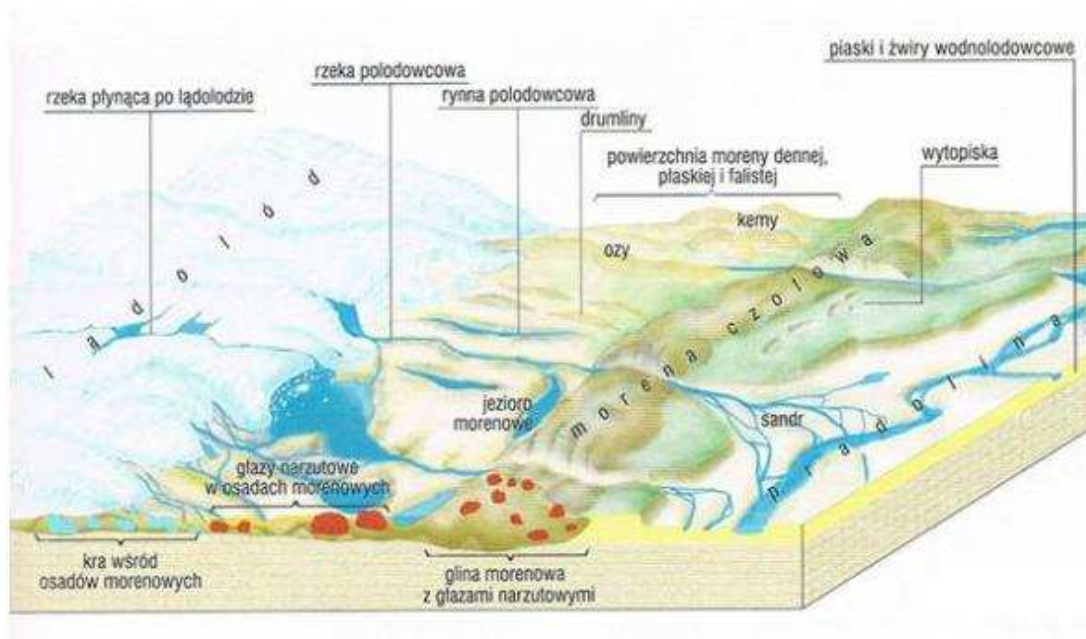
Działalność lodowców i lądolodów

Lodowce na Ziemi wiążą się ściśle z warunkami klimatycznymi oraz rzeźbą terenu.

Najczęściej powstają tam, gdzie znajdują się zagłębienia terenu, a przyrost masy śnieżnej przewyższa szybkość topnienia i sublimacji. W górach warunki takie występują powyżej tzw. Granicy wieloletniego śniegu, a więc tam, gdzie więcej śniegu spadnie niż topnieje i paruje w ciągu roku. Śnieg stopniowo przeobraża się w firn, następnie w lód firnowy i lód lodowcowy.

Klasyczny lodowiec górski składa się z dwóch części: **poła firnowego**, gdzie gromadzi się śnieg i lód, oraz **jęzora lodowcowego**, którym następuje odpływ lodu do obszaru topnienia. Prędkość ruchu lodowca jest zróżnicowana. Podobnie jak w rzece, największa szybkość występuje w środkowej części, a zmniejsza się przy brzegach wskutek tarcia o skały. Pokonując progi skalne lodowice tworzy lodospady. Ruch lodowca jest powolny i niezauważalny dla obserwatora.

Lodowce górskie i lądolody wykonują pracę niszczącą, transportującą i budującą. Ich rzeźbotwórcza rola polega na niszczeniu powierzchni Ziemi i tworzeniu form erozyjnych oraz osadzaniu transportowanego materiału i budowaniu form akumulacyjnych.



Lądolód i formy polodowcowe

Niszcząca działalność lodowców górskich i lądolodów

Grubość lodowców górskich jest zróżnicowana i waha się od kilkudziesięciu do paru set metrów. Jeszcze grubsze są lądolody. Przeciętna grubość czaszy lodowej Antarktydy wynosi 1600 m, a maksymalna około 4500 m. Przesuwający się po podłożu lodowiec niszczy je, wygładza nierówności w dnie doliny oraz złobi rysy.

W obszarach górskich dawniej zlodowaconych spotykamy dziś porysowane powierzchnie skalne oraz zaokrąglone i wygładzone kształty – stok od strony nasuwającego się niegdyś lodowca jest łagodny, natomiast przeciwny stromy.

Największymi formami powstałymi wskutek erozyjnej działalności lodowców górskich są **kary lodowcowe**, zwane **cyrkami lodowcowymi**, oraz **doliny lodowcowe**.

Kary występują w górnej części doliny lodowcowej i mają kształt niszy otoczonej z trzech stron stromymi ścianami skalnymi. W dnach cyrków powszechnie występują jeziora, zwane cyrkowymi, na przykład Czarny Staw nad Morskim Okiem w Tatrach.

Poniżej cyrków ciągną się wydłużone formy terenu, zwane dolinami lodowcowymi. W czasie zlodowacenia były one wypełnione przez lód tworzący jezior lodowcowy. Dno takiej doliny jest prawie płaskie, zbocza strome. Jej przekrój poprzeczny przypomina literę U, w przeciwieństwie do dolin rzecznych, których przekrój ma kształt litery V.

Specyficznymi dolinami polodowcowymi są fiordy, czyli długie, wąskie i głębokie zatoki morskie występujące w obszarach niegdyś zlodowaconych. Fiordy powstały wskutek pogłębienia przez jeziora lodowcowe dolin rzecznych, które istniały przed zlodowaceniem. Po stopieniu się lądolodu plejstocńskiego poziom oceanu światowego podniósł się, co spowodowało zalanie fiordów wodą. Formy te występują między innymi w Norwegii, na Grenlandii, na zachodnich wybrzeżach Ameryki Północnej oraz w Nowej Zelandii.

W plejstocenie znaczne obszary Europy pokrył lądolód skandynawski. W swym maksymalnym zasięgu zajmował on około 5 mln km². Przesuwając się kilkakrotnie z Gór Skandynawskich na południe, wykonał ogromną pracę niszącą. Zdarł kilkadziesiąt metrów skał z obszaru Skandynawii i przetransportował ten materiał na południe, między innymi do Polski. Efektem erozyjnej działalności lądolodu skandynawskiego jest przede wszystkim niecka Morza Bałtyckiego.

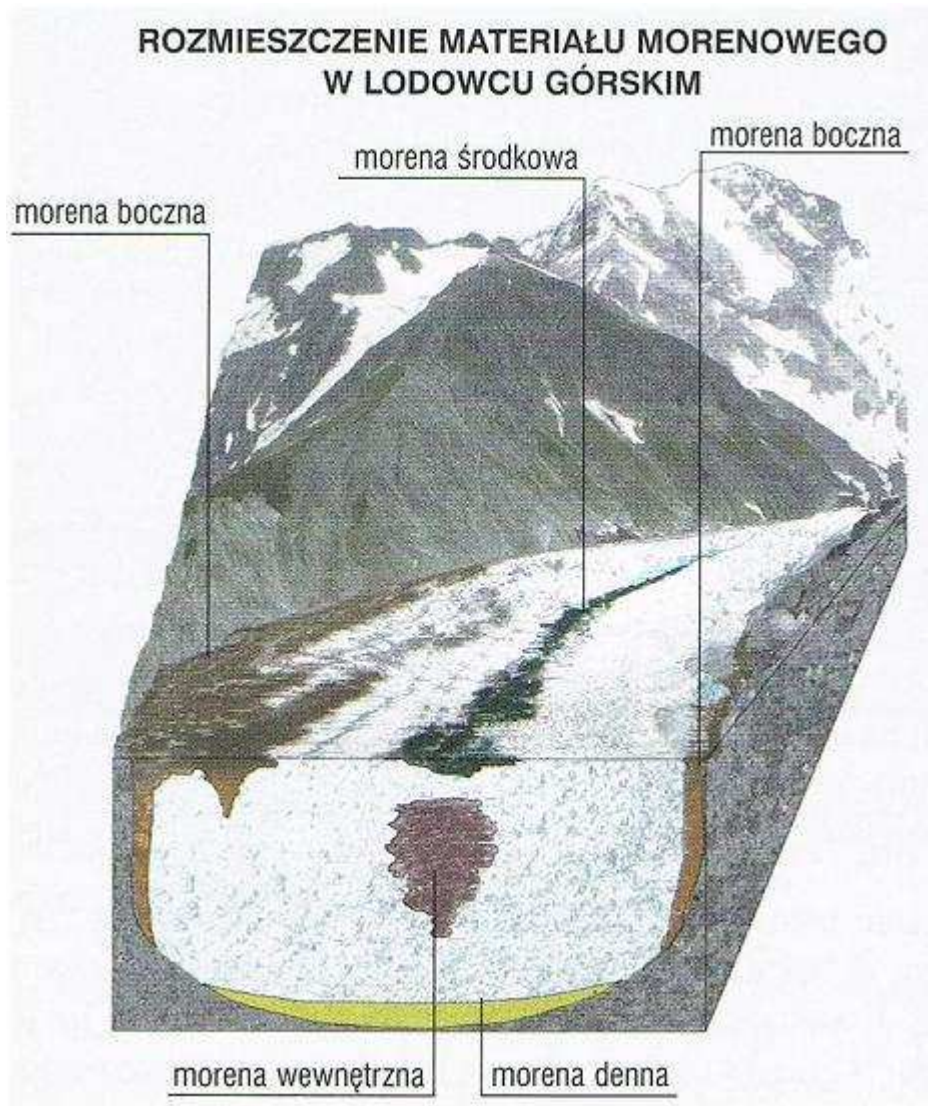
Na obszarze północnej polski występują rynny lodowcowe. Są to miejscami głębokie, długie i wąskie zagłębienia powstałe wskutek erozyjnej działalności wód płynących pod lądolodem lub na jego przedpolu. Najniższe części rynien są wypełnione przeważnie wodą, tworząc jeziora rynnowe. Przykładami takich jezior są Gopło na Pojezierzu Kujawskim oraz Ostrzyckie i Radomskie Na Pojezierzu Kaszubskim.

Na przedpolu lądolodu wody pochodzące z jego topnienia łączyły się z rzekami spływającymi z południ, czyli z obszarów niepokrytych lodem. W ten sposób powstały potężne rzeki, które płynęły mniej więcej równolegle do czoła lądolodu w kierunku zachodnim i północnozachodnim. Rzeki te wyerodowały szerokie doliny, zwane pradolinami. Ich dnem płyną dziś niektóre rzeki na przykład Wisła między Toruniem a Bydgoszczą oraz Warta między Kołem i Śremem.

Budująca działalność lodowców górskich i lądolodów

Lodowce górskie, podobnie jak lądolody, transportują różnorodny materiał skalny. Materiał ten, niesiony w lodowcu lub na jego powierzchni, nazywamy **moreną**.

Lodowce górskie tworzą charakterystyczne akumulacyjne formy rzeźby. Przed czołem topniejącego lodowca tworzy się wał zbudowany z głazów i gruzu skalnego, zwany **moreną czołową**. Wzdłuż boków jezora lodowcowego, w obrębie zboczy doliny lodowcowej. Gromadzi się materiał wytapiany z lodowca oraz odpadający z górnych części zboczy doliny. Po stopieniu lodowca pozostaje wąski wał ciągnący się wzdłuż zboczy doliny, zwany **moreną boczną**.



Rozmieszczenie materiału morenowego w lodowcu górskim

Innymi formami akumulacyjnymi utworzonymi przez wody pochodzące z topnienia lądolodu są ozy i kemy. Pierwsze z wymienionych to wydłużone i kręte formy pagórkowate zbudowane z piasków i żwirów. Powstają w szczelinach i tunelach lodowych. Mogą osiągnąć długość kilkuset kilometrów, na przykład ozy na Pojezierzu Fińskim.

Wykorzystywane są one jako naturalne groble, którymi biegną drogi i linie kolejowe. Kemy są to pagórki często o nieregularnych kształtach, zbudowanych z warstwowych piasków i żwirów. Powstają najczęściej w szczelinach między bryłami martwego lodu.

Na polskich nizinach możemy prześledzić efekty akumulacyjnej działalności lądolodu skandynawskiego. Zawarty w lądolodzie materiał skalny osadzany jest podczas topnienia lodu. W czasie stagnacji czoła lądolodu, usypywane są wały i wzgórza moren czołowych. Ciągłą się one dziesiątkami kilometrów, naśladując przebieg dawnej krawędzi lądolodu. Wysokości względne tych form wahają się od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. W Polsce najwyższym wzniesieniem morenowym jest Wieżyca Na Pojezierzu Kaszubskim, która ma 329 m n. p. m.

W czasie cofania się lądolodu na jego przedpolu odsłania się równina moreny dennej. Budujący ją materiał moreny stanowi bezładną mieszaninę ilów, piasków, żwirów, głazów i nosi nazwę gliny morenowej(zwałowej). W materiale morenowym występują czasem bryły lodu. Po ich wytopieniu powstają zagłębienia wytopiskowe. Mają one często okrągłe kształty, a dno ich wypełnia woda, tworząc jeziora.

Wody pochodzące z topniejącego lądolodu wynoszą na przedpole moren czołowych piaski i żwiry, budując z nich płaską powierzchnię, zwaną **sandrem**.

W strefie akumulacji lodowcowej spotyka się także **drumliny**. Są to niewielkie wzgórza o obłym kształcie, zbudowane z piasków i żwirów, czasem także gliny morenowej. Występują grupowo, tworząc tzw. pola drumlinowe na przykład w rejonie Golubia-Dobrzynia na Pojezierzu Chełmińskim.

Z akumulacyjną działalnością lądolodu wiążą się także liczne **głazy narzutowe**. Pochodzą one najczęściej z Gór Skandynawskich i z dna Bałtyku. Wążą czasem setki ton i mają kilkanaście metrów obwodu.

Działalność lądolodu w plejstocenie spowodowała powstanie w północnej Polsce charakterystycznej rzeźby, zwanej polodowcową. Tworzą ją głównie formy akumulacyjne: wały moren czołowych, równiny sandrowe, ozy, kemy i drumliny. W obrębie pokryw moreny dennej utworzyły się płaskie i faliste równiny moreny dennej. W wielu miejscach powstały niewielkie zagłębienia wytopiskowe. Wśród form erozyjnych spotkamy rynny lodowcowe oraz pradoliny.

Działalność wiatru

Wiatr jest to poziomy ruch powietrza w określonym kierunku. Powstaje w wyniku różnicy ciśnienia atmosferycznego. Wiatr to zjawisko atmosferyczne powszechnie występujące przy powierzchni Ziemi. Jest on przede wszystkim czynnikiem transportu, a jego siła nośna zależy od prędkości. Słaby wiatr przenosi drobny pył, silniejszy ziarna piasku, a nawet większe okruchy skalne. **Transport materiału skalnego przez wiatr może jedynie odbywać się, gdy materiał ten :**

- jest dostatecznie rozdrobniony,
- jest suchy i nie zamarznięty,
- nie jest pokryty zwartą roślinnością

Warunki takie występują na nadmorskich plażach i wydmach, w obszarach pokrytych przez wydmy śródlądowe, w wysokich górach oraz na pustyniach, półpustyniach i stepach.

Działalność wiatru uwarunkowana jest przez wietrzenie fizyczne, które dostarcza drobnych cząsteczek mineralnych. Bez nich bowiem rzeźbotwórcza działalność wiatru byłaby

niemożliwa. Sam wiatr uderzając o skałę, nie wywołuje żadnego skutku. Niosąc natomiast okruchy skalne, działa niszcząco i budująco.

Obszarami, na których wiatr jest głównym czynnikiem rzeźbotwórczym są pustynie i półpustynie.

Działalność wiatru może być trojakiego rodzaju

- **Niszcząca** – polegająca na wywiewaniu (deflacja) albo zdzieraniu, nadgryzaniu, szlifowaniu i polerowaniu (korazja).
- **Transportująca** – przejawiająca się w przenoszeniu okruchów skalnych, często o znacznych rozmiarach.
- **Akumulacyjna** – związana z gromadzeniem transportowanego materiału.

Niszcząca działalność wiatru :

• Deflacja

Deflacja, czyli wywiewanie materiału, powoduje obniżenie powierzchni terenu, odsłaniając jednocześnie niezwiertzałą jeszcze, litą skałę. Na terenie, gdzie przeważa deflacyjna działalność wiatru, tworzą się różnego kształtu misy deflacyjne i tzw. góry świadki (ostańce). Warunkiem powstania tych form jest różna budowa geologiczna. Na obszarach zbudowanych ze skał o różnej odporności na wietrzenie przebiega ona w różny sposób – wietrzenie mechaniczne i deflacja szybciej niszczą skały mało odporne, wolniej skały twarde, odporniejsze. Góry świadki świadczą zatem o pierwotnej powierzchni terenu i o ilości wywianego materiału skalnego.

• Korazja

Transportowane wiatrem cząstki skalne różnej wielkości uderzają o skały stanowiące przeszkodę na ich drodze, szlifując je i polerując – jest to proces korazji. Najwięcej najcięższych cząstek skalnych unosi wiatr tuż nad ziemią – w tych rejonach korazja jest najsilniejsza, a niszczone przez materiał skalny podnóża gór świadków przybierają fantastyczne kształty – w postaci grzybów skalnych.

POWSTAWANIE I OBALENIE SIĘ GRZYBA SKALNEGO



Uderzanie okruchów skalnych o skałę ostańcową



Korazja eoliczna podstawy skały ostańcowej



Utworzenie grzyba skalnego i dalsza erozja podstawy



Obalenie grzyba skalnego

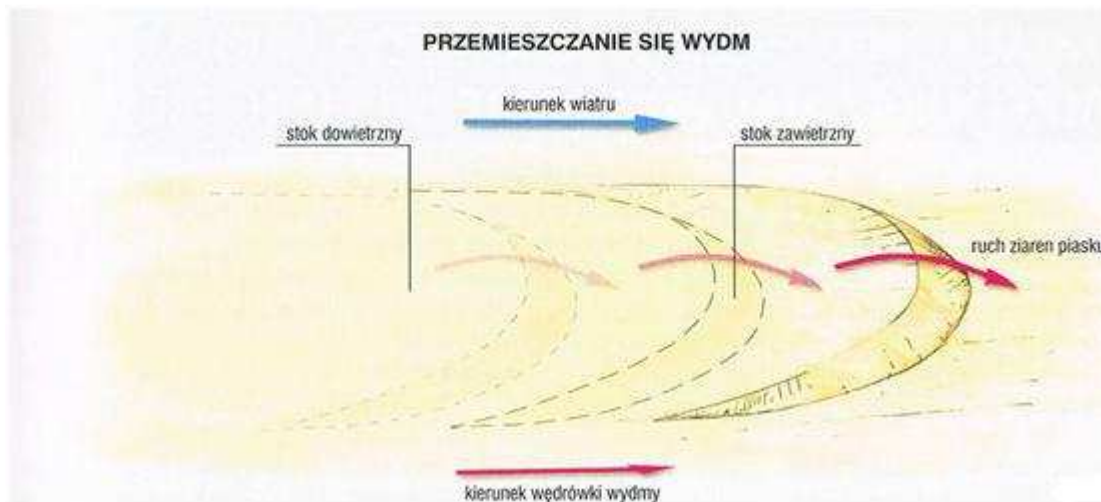
Budująca działalność wiatru

• Akumulacja

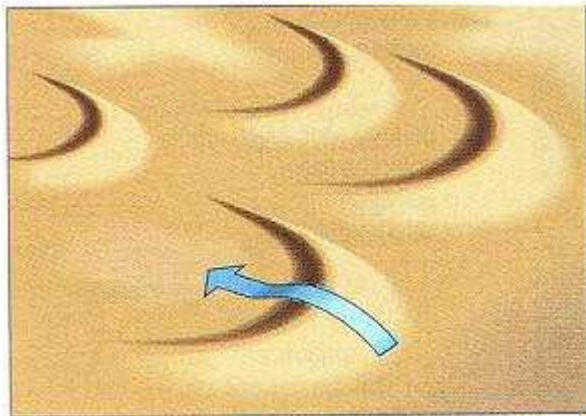
Malejąca siła wiatru lub napotkanie po drodze przeszkody powodują osadzanie transportowanego materiału – akumulację. Im dalej od terenów wywiewania, tym osadzany materiał jest drobniejszy. Na obszarach suchych deflacja powoduje tworzenie się pustyń kamienistych (hamada) lub żwirowych (serir). Pustynie piaszczyste (ergi) tworzą się na obszarach akumulacji piasku. Przykładami tych pustyń są :

- hamada – znaczna część Sahary i Tybetu, część gór Skalistych.
- serir – również znaczna część Sahary, część pustyń w Australii.
- erg – Wielki Erg Zachodni i Wschodni na Saharze, pustynie australijskie (Wiktorii i Piaszczysta), Kara-Kum, Kyzyl -Kum, Atacama.

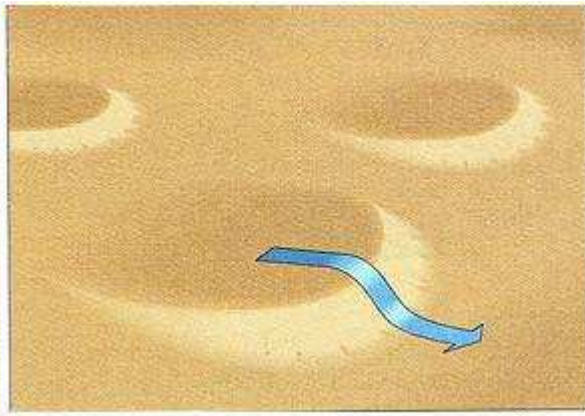
Najczęstsze są pustynie o charakterze mieszanym, żwirowo-piaszczyste. Na pustyniach piaszczystych wiatr z akumulowanego piasku tworzy wydmy. Nawet najmniejsza przeszkoda powoduje zatrzymanie piasku przesypywanego przez wiatr i usypywanie wydmy. Mają one różne rozmiary oraz różną prędkość przesuwania się (wędrówka wydmy). Zależy to od siły wiatru, ilości i spoistości piasku.



W zależności od kształtu i stopnia ruchliwości wyróżnia się różne typy wydmy na Ziemi. Na pustyniach piaszczystych, gdzie poziom wód gruntowych leży bardzo głęboko, a roślinność jest skąpa, tworzą się wydmy zwane **barachanami**. Mają one kształt sierpa. Barachany zwrócone są wypukłą częścią pod wiatr, a ramiona ich skierowane są zgodnie z kierunkiem wiatru. Wąskie ramiona przemieszczają się szybciej niż część centralna wydmy. Barachany często łączą się ze sobą, tworząc długie piaszczyste wały, które noszą nazwę wydmy zwałowych. Ciągają się one nieraz setki kilometrów. Typowymi barachanami są niskie i mające do 15 m wysokości. Pola tych wydmy występują między innymi na pustyniach : Gobi i Saharze.



Barachany

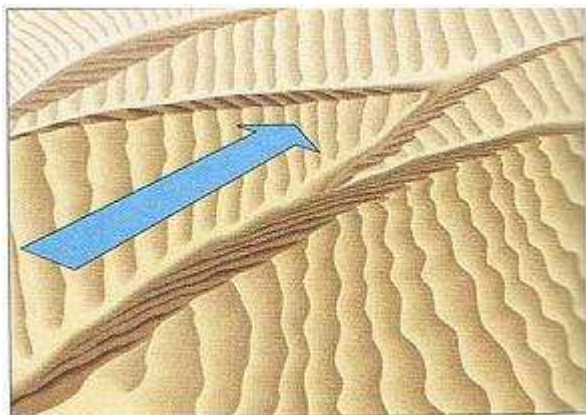


Wydma paraboliczna

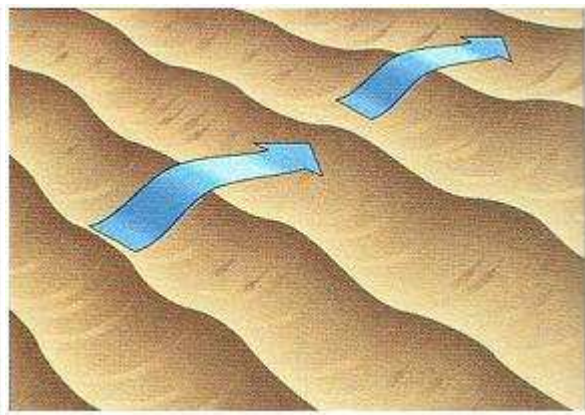
W dolinach rzecznych oraz na obszarach pokrytych piaskami w klimacie umiarkowanym występują często wydmy **paraboliczne**. Ramiona tych wydym porasta niekiedy roślinność, powodująca, że ich część środkowa przemieszcza się szybciej. Wydmy paraboliczne przypominają literę U. Większość wydym śródlądowych w Polsce należy do typu parabolicznego, jest porośnięta roślinnością i unieruchomiona. Największe czynne wydmy w Polsce występują w okolicach Łeby nad Morzem Bałtyckim i objęte są ochroną na terenie Słowińskiego Parku Narodowego.

Oprócz wydym parabolicznych i barachanów wyróżniamy następujące rodzaje wydym :

-wydma wałowa podłużna – występuje również na obszarach suchych. Powstaje przez połączenie się barachanów. Barachany są wydłużone jeden za drugim. Tworzy się w ten sposób podłużny wał równoległy w kierunku wiatru.



Wydmy podłużne

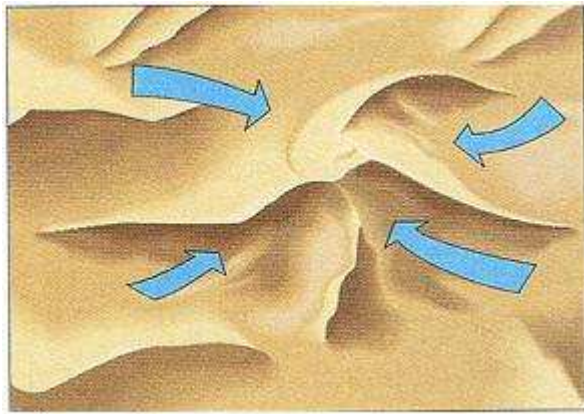


Wydmy poprzeczne

I`

-wydma wałowa poprzeczna – ma kształt wału prostopadłego do kierunku wiania wiatru. Mogą powstać wtedy, gdy barachany lub wydmy paraboliczne łączą się ze sobą ramionami.

-wydma gwieździsta – pagórki o nieregularnych kształtach. Występują w obszarach, gdzie występują wiatry różnych kierunków.



Wydmy gwieździste

W wyniku akumulacji eolicznej powstają również pokrywy lessowe.

Less jest zwięzłą skałą osadową okrucową, zbudowaną z pyłu (głównie kwarcowego). Pył ten wytworzył się na przedpolu lodowca, gdzie miało miejsce intensywne wietrzenie mrozowe. Zawsze na obszarach zlodowaconych powstają wyże termiczne, od których wieją wiatry. Wiatr porywa cząsteczki pyłu i osadza je w pewnej odległości od lodowca. Pokrywy lessowe mogą powstawać również wskutek osadzania przez wiatr pyłów pustynnych.

WARTO WIEDZIEĆ

Delta

– **Delty** wielkich rzek na świecie zajmują bardzo duże powierzchnie. Największa jest delta utworzona przez Ganges i Brahmaputrę i ma powierzchnię 101 tys. km² (wg niektórych danych 130 tys. km²), choć właściwa aktywna jest część ma 80 tys. km². Dlatego też niektórzy uważają, że największa jest delta Amazonki zajmująca 100 tys. km². Inne wielkie delty tworzą Eufkrat i Tygrys (48 tys. km²) oraz Missisipi (32 tys. km²). Obszary delt są często użytkowane rolniczo ze względu na dużą urodzajność występujących tam mad.

Łądogół

– **Termoerozja** – rodzaj erozji zachodzący w obszarach objętych wieloletnią zmarzliną. Proces ten polega na nadtapianiu przemarzniętego podłoża przez wody płynące mające dodatnią temperaturę. Prowadzi to do niszczenia koryta i brzegów rzeki. Termoerozja odegrała ważną rolę w powstaniu pradolin na Niżu Polskim.

– Niektóre głazy narzutowe, ze względu na znaczne rozmiary i obce pochodzenie, zostały uznane za pomniki przyrody nieożywionej i podlegają ochronie prawnej. Przykładem takiego głazu może być „Trygwał”, znajdujący się w Tychowie Wielkim koło Białogardu (obwód 47 m, wysokość 3,8 m, długość 13,7 m, szerokość 9,3 m).

Działalność wód morskich

– Materiał skalny pochodzący z rozmywanego brzegu oraz dostarczany przez rzeki uchodzące do morza jest przenoszony w głąb morza, ale także wzdłuż jego brzegów. Prądy przybrzeżne wywołane stałymi lub przeważającymi wiatrami, na przykład zachodnim i północno-zachodnim na południowych wybrzeżach morza Bałtyckiego, transportują znaczne ilości piasków. W miejscach załamania linii brzegowej, na przykład w obrębie zatok, prąd płynie

dalej od brzegu i następuje osadzenie piasku. Początkowo tworzą się podwodne wały piaszczyste, później małe wysepki. Z czasem powstaje długi i wąski piaszczysty półwysep, zwany kosą. Kosa staje się mierzeją, jeżeli odetnie od otwartego morza zatokę morską. Od strony lądu, w miejscu dawnej zatoki, powstaje zalew albo jezioro przybrzeżne. Przykładami takich form mogą być Zalew Wiślany i Jezioro Łebsko. Często w obrębie mierzei tworzą się wydmy.

– Największym fiordem na świecie jest **Vestfjorden** (Fiord Zachodni) oddzielający wybrzeża Norwegii od archipelagu Lofotów, osiągający długość 204 km, szerokość 11-74 km i głębokość 250-620 m.

Grawitacyjne ruchy masowe

– Osuwisko w Goldan (Szwajcaria) w 1806 roku spowodowało śmierć 427 osób.

– W 1911 roku w Pamirze osuwisko wywołane trzęsieniem ziemi miało masę 6mld t. Zablockowało bieg rzeki, wskutek czego powstało tam jezioro o długości 80km i głębokości 40 m.

– W Polsce grawitacyjne ruchy masowe występują najczęściej w Karpatach. Sprzyja im budowa geologiczna – naprzemianległe występowanie piaskowców i łupków iglastych. Ponadto osuwiska powstają na klifowym brzegu morskim oraz w obrębie stromych skarp dolin rzecznych. W Tatrach występują często obrywy.

– W Polsce zjawiska osuwiskowe występują najczęściej w Beskidach – największe beskidzkie osuwisko dorównuje wielkim osuwiskom alpejskim. Uaktywniło się w 1907 roku, po obfitych opadach. Spod wierzchołka Chryszczatej (granica Bieszczad i Beskidu Niskiego) ruszyła ogromna masa skalna licząca około 10-12 mln m³, niszcząca zbocze na przestrzeni prawie 1,5 km². Tendencje do osuwisk występują w sąsiedztwie zapór wodnych w Rożnowie, Czchowie, Porąbce, Tresnej i Solinie. Na Niżu Polskim procesami osuwiskowymi zagrożone są strome zbocza dolin rzecznych w Płocku, Warszawie, Toruniu i Włocławku. Osuwiska powodują również fale morskie. Najsilniej cofają się na skutek osuwisk i obrywów brzegi Bałtyku w okolicach Wolina i Kamiennej Góry (około 180 m w ciągu 200 lat). W miejscowości Trzęsacz zachowały się jedynie resztki gotyckiego kościoła, który przed stu laty znajdował się jeszcze około 800 m od morza.

Działalność wiatru

– Większość wydm śródlądowych w Polsce należy do typu parabolicznego, jest porośnięta roślinnością i unieruchomiona. Największe czynne wydmy w Polsce występują w okolicach Łeby nad Morzem Bałtyckim i objęte są ochroną na terenie Słowińskiego Parku Narodowego.

– W Polsce wydmy występują nad morzem oraz tam, gdzie nagromadziły się piaski polodowcowe, czyli sandry, np. w Puszczy Kampinowskiej. Najbardziej znanymi obszarami wydmowymi w Polsce są wędrujące wydmy w okolicach Łeby i na „Pustyni Błędowskiej”, na pograniczu Wyżyny Śląskiej i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

– Wędrujące wydmy mogą zagrażać polom uprawnym, lasom, osiedlom i szlaką komunikacyjnym. Przykładem występowania takiego zjawiska może być Mierzeje Kurońska, na której w XIX wieku przesuwające się od Morza Bałtyckiego w kierunku Zalewu

Kurońskiego wydmy zniszczyły całkowicie wioskę. W XVI wieku ruchome wydmy zaczęły zasypywać starą Łebę. Kilka kilometrów dalej wybudowano nową Łebę. Obecnie ruiny dawnego miasta są zupełnie zasypane przez wydmy.

Trzęsienia ziemi

– Trzęsienia ziemi w Polsce są bardzo rzadkie i niezbyt silne, nie wywołują większych niszczeń i strat materialnych.

NAJWAŻNIEJSZE TRZĘSIENIA ZIEMI W HISTORII :

23 stycznia 1556 r. – trzęsienie ziemi w chińskiej prowincji Shanxi. Zginęło ok. 830 tys. osób.

17 sierpnia 1906 r. – w trzęsieniu ziemi o sile 8,2 w skali Richtera w chilijskim portowym mieście Valparaiso zginęło 20 tys. osób.

28 grudnia 1908 r. – wstrząs o sile 7,2 w skali Richtera zniszczył miasta Mesynę na Sycylii oraz Reggio di Calabria na Półwyspie Apenińskim, zabijając 70 tys. ludzi.

16 grudnia 1920 r. – trzęsienie ziemi o sile 8,6 w rejonie Ningxia-Gansu w Chinach uśmierciło 180 tys. ludzi.

1 września 1923 r. – trzęsienie ziemi o sile 7,9 w skali Richtera w rejonie Tokio i Jokohamy w Japonii, 142 tys. zabitych.

22 maja 1927 r. – trzęsienie ziemi o sile 7,9 w skali Richtera w prowincji Qinghai na południowym zachodzie Chin, 200 tys. zabitych.

26 grudnia 1932 r. – prowincja Gansu w Chinach, siła 7,6 w skali Richtera, 70 tys. zabitych.

15 stycznia 1934 r. – wstrząs o sile 8,1 w skali Richtera w prowincji Bihar na północnym wschodzie Indii spowodował śmierć 10,7 tys. ludzi.

31 maja 1935 r. – miasto Kweta, Pakistan, siła 7,7 w skali Richtera, od 30 do 60 tys. zabitych.

25 stycznia 1939 r. – wstrząs o sile 8,3 w skali Richtera całkowicie zrujnował miasto Chillan w środkowym Chile, uśmiercając ponad 25 tys. spośród łącznie 41 tys. jego mieszkańców.

26 grudnia 1939 r. – Erzincan, wschodnia Turcja, 32,7 tys. zabitych wskutek trzęsienia ziemi o sile 7,8 w skali Richtera.

6 października 1948 r. – Aszchabad, stolica Turkmeńskiej SRR: wstrząs o sile 7,3 w skali Richtera uśmiercił 110 tysięcy ludzi – jedną trzecią ludności miasta.

29 lutego 1960 r. – trzęsienie ziemi o sile 5,7 w skali Richtera niemal całkowicie zniszczyło miasto Agadir na atlantyckim wybrzeżu Maroka, zabijając 15 tys. ludzi.

22 maja 1960 r. – Chile, najpotężniejsze zanotowane dotąd trzęsienie ziemi na świecie o sile 9,5 w skali Richtera, zabiło ponad 1600 osób

25 kwietnia 1966 r. – wstrząs o sile 5,2 w skali Richtera nawiedził stolicę Uzbeckiej SRR Taszkient, pozbawiając dachu nad głową 300 tys. ludzi. Danych na temat niewątpliwie licznych ofiar śmiertelnych nie opublikowano do dziś.

31 maja 1970 r. – w Andach peruwiańskich zginęło 66 tys. ludzi – wywołane wstrząsem sejsmicznym o sile 7,9 w skali Richtera lawiny błotne zrównały z ziemią miasto Yungay.

23 grudnia 1972 r. – w trzęsieniu o sile 6,3 w skali Richtera w stolicy Nikaragui Managui zginęło – według różnych źródeł – od 5 do 20 tys. ludzi.

28 lipca 1976 r. – rejon miasta Tangshan w chińskiej prowincji Hebei: 240 tys. zabitych według oficjalnych chińskich danych, 700 tys. zabitych według zagranicznych ekspertów. Było to trzęsienie o sile 8,2 w skali Richtera – pod względem liczby ofiar jedna z najtragiczniejszych katastrof sejsmicznych w dziejach.

16 września 1978 r. – Tabas, Iran: ponad 15 tys. zabitych wskutek trzęsienia ziemi o sile 7,7 w skali Richtera.

7 grudnia 1988 r. – rejon miasta Spitak w Armenii: wstrząs o sile 6,8 w skali Richtera uśmiercił 25 tys. ludzi.

21 czerwca 1990 r. – na północy Iranu, w prowincji Gilan, trzęsienie o sile 7,7 w skali Richtera zabiło 40 tysięcy ludzi.

26 stycznia 2001 r. – trzęsienie o sile 7,7 w skali Richtera w indyjskim stanie Gudżarat – zginęło do 20 tys. ludzi.

26 grudnia 2003 r. – w południowym Iranie w mieście Bam zginęło 26 tysięcy ludzi. Siła wstrząsu 6,6 w skali Richtera.

26 grudnia 2004 r. – co najmniej 300 tys. ludzi zginęło w następstwie trzęsienia ziemi o sile 8,9 w skali Richtera i wywołanej nim fali tsunami w Azji, głównie w Indonezji.

8 października 2005 r. – trzęsienie ziemi o sile 7,6 bądź 7,7 w skali Richtera pozbawiło życia 73,5 tys. ludzi w kontrolowanej przez Pakistan części Kaszmiru, ponadto w indyjskim stanie Dżammu i Kaszmir zginęło 1400 osób.

27 maja 2007 r. – w wyniku trzęsienia ziemi na Jawie (Indonezja) o sile 7,7 w skali Richtera zginęło 5,7 tys. ludzi. Rannych zostało 36,3 tys. ludzi. 340 tys. musiało opuścić domy.

12 maja 2008 r. – w trzęsieniu ziemi o sile 8 w skali Richtera w Syczuanie (Chiny) zginęło 69 tys. ludzi, a 18 tys. uznano za zaginione. 373 tys. osób odniosło obrażenia.

6 kwietnia 2009 r. – w trzęsieniu ziemi w rejonie miasta L'Aquila we Włoszech zginęło 297 osób, a ponad 60 tysięcy pozostało bez dachu nad głową.

12 stycznia 2010 r. – Haiti liczba ofiar śmiertelnych styczniowego trzęsienia ziemi na Haiti może wzrosnąć do 300 tys. – oświadczył prezydent kraju Rene Preval. Trzęsienie miało siłę 7 stopni.

Wulkanizm

– W Polsce nie występuje wulkan czynny wulkanizm. Bardzo intensywna działalność wulkaniczna na terenie naszego kraju miała miejsce w orogenezie hercyńskiej i alpejskiej. Ślady po niej pozostały na południu Polski: na Przedgórzu Sudeckim, na Podkarpaciu i w Pieninach(góry Wżar i Bryjarska), pod Krakowem ślady po dawnych wulkanach występują w rejonie Miękinia i pod Tenczynkiem, a także w Alwerni oraz w Górach Świętokrzyskich. W pasie nadodrzańskim naukowcy natrafili na ślady około 50 bardzo starych stożków wulkanicznych, które uległy prawie całkowitej erozji.

-Według najnowszych danych na lądzie występuje około 500 czynnych wulkanów. Liczba wulkanów wygasłych szacowana jest na kilka tysięcy. Wulkanów podmorskich czynnych i wygasłych zlokalizowanych na dnie Oceanu Spokojnego szacuje się na co najmniej 50 tys.

NAJBARDZIEJ ZNANE ERUPCJE WULKANÓW :

-Santoryn (Thira) 556 m (ok. 1628 p.n.e)

Opis erupcji i jej siła (VEIb) :

gwałtowny wybuch wulkanu rozerwał wyspę, na miejscu krateru powstała kaldera o średnicy 8 km, wypełniona wodami morza, popioły zasypały pobliskie wyspy aż po Kretę, fala tsunami wywołana trzęsieniem ziemi spustoszyła wybrzeża M. Egejskiego; VEI = 6

Skutki erupcji, uwagi:

mieszkańcy Thiry prawdopodobnie zdążyli się ewakuować; szkody w całym rejonie Morza Egejskiego, przyczynienie się do podupadnięcia cywilizacji minojskiej (zniszczenie Thiry, a także m.in. Knossos na Krecie)

– Wezuwiusz 1277 mb (24 VIII 79)

Opis erupcji i jej siła (VEIb):

zapowiedź erupcji: chmura gazów kształtu drzewa pinii, intensywny deszcz popiołów, wyziewy siarkowodoru i trzęsienie ziemi w okolicy; brak wylewu lawy; potoki błota wulkanicznego spłynęły ku Herkulanum, a materiały piroklastyczne zasypały Pompeję warstwą ok. 7 m grubości; przypuszczalnie erupcja rozerwała szczyt wulkanu, obniżając jego wysokość; VEI = 5

Skutki erupcji, uwagi:

Herkulanum zalane kilkunastometrową warstwą błota wulkanicznego (popiół i woda), twardniejącego w skałę; Pompeja i Stabie zasypane popiołem; zginęło 1500–2000 ludzi; prace archeologiczne pozwoliły odtworzyć ówczesne warunki życia; pierwsza dokładna relacja o wybuchu wulkanu (Pliniusz Młodszy)

– Laki ok. 500 m (8 VI 1783)

Opis erupcji i jej siła (VEIb):

z sąsiadującej z wulkanem szczeliny o długości 24 km wypłynęły olbrzymie masy lawy, wzdłuż szczeliny utworzyło się ok. 100 nowych stożków (do 150 m wysokości); jeden z potoków lawy osiągnął długość 45 km; wystąpiło trzęsienie ziemi i opady popiołów; w czerwcu i w lipcu nastąpił wzrost aktywności, wylewało się do 8000 m³/s lawy; nagle

stopienie śniegu i lodu oraz tamowanie przez lawę dolin rzecznych wywołało powódzie; erupcja trwała z przerwami 2 lata, popioły pokryły całą Islandię i dotarły do Szkocji, a pyły — aż do Holandii, do atmosfery trafiło 90 mln ton kwasu siarkowego; VEI = 4

Skutki erupcji, uwagi:

klęska narodowa Islandii — w czasie erupcji oraz z wycieńczenia, chorób i głodu zginęło blisko 24% Islandczyków, padło 79% owiec, 76% koni i 50% bydła na wyspie; lawa pokryła 565 km² warstwą średniej grubości 20 m; straty w rolnictwie Szkocji (uszkodzenia roślin, brak paszy, głód wśród ludności); wyjątkowo surowa zima 1783/84 i chłodne, mgliste i burzowe lato 1784 na Wyspach Brytyjskich (średnia roczna temperatura obniżona o ok. 1oC)

– **Tambora 2850 m (IV 1815)**

Opis erupcji i jej siła (VEIb):

krateru wzniósł się słup dymu, wylatywały rozżarzone odłamy skalne; eksplozja była tak silna, że na wyspie pękały mury domów (odgłosy słychać było na Jawie, Nowej Gwinei, Australii); równocześnie trzęsienie ziemi stało się przyczyną fali tsunami, a wyspę spustoszył cyklon o niespotykanej sile; przybrzeżne wody pokryły się 50 cm warstwą pumeksu; chmura pyłów do-tarła do mezosfery (wysokość 60–70 km), popioły dotarły na Jawę i Celebes; ocenia się, że wulkan wyrzucił 150 km³ materiału wulkanicznego; VEI = 7c

Skutki erupcji, uwagi:

olbrzymie zniszczenia — zielona wyspa zamieniła się w szare pustkowie, zginęło 12 tys. ludzi na wyspie Sumbawa i 44 tys. (m.in. z głodu) na odległej o 30 km wyspie Lombok; po wybuchu obserwowano wyraźne ochłodzenie w Ameryce Pn. i części Europy (1815: „rok bez lata”); wulkan obniżył się o ok. 1300 m; jego stożek zastąpiła kaldera o średnicy 7 km, głęboka na 130 m

– **Krakatau 813 m (26–28 VIII 1883)**

Opis erupcji i jej siła (VEIb):

w maju pierwsze oznaki aktywności (trzęsienie ziemi i wysokie słupy pary nad jednym z trzech stożków wulkanu); wstępna erupcja wyrzuciła tylko duże ilości pyłów, których chmura osiągnęła 11 km wysokości; właściwa erupcja rozpoczęła się trzęsieniem ziemi, następnie zapanowała ciemność, rozświetlana przez błyskawice, spadł deszcz popiołów, słup pary osiągnął 30 km wysokości; główna eksplozja wyrzuciła w powietrze 18 km³ materiału skalnego i popiołu, który spadł na pokłady statków w promieniu do 2500 km; huk eksplozji słyszano w odległości 3–4,8 tys. km, m.in. na Cejlonie i w Bang-koku; VEI = 6c

Skutki erupcji, uwagi:

wyrzucony pył prądy powietrzne rozniosły wokół całej planety; unosił się on w atmosferze ponad rok, powodując niezwykle efekty świetlne (zielony księżyc, niebieskie słońce); olbrzymia fala tsunami spustoszyła wybrzeża, dotarła na Hawaje i Alaskę; zniszczeniu uległo 275 wsi, zginęło ponad 36 tys. ludzi; większa część wyspy wyleciała w powietrze; nastąpiło przejściowe ochłodzenie klimatu

– **Mont Pelée 1397 m (8 V 1902)**

Opis erupcji i jej siła (VEIb):

początkowo wezbrał potok spływający z wulkanu, wystąpił deszcz popiołów, a w kraterze

utworzył się nowy mały stożek; 5 V przez rozerwany brzeg krateru spłynęło jezioro, tworząc błotny potok; gwałtowny wybuch rozerwał zbocze wulkanu, po czym ognista chmura gorących gazów (o temperaturze 800°C) „spłynęła” po zboczu na miasto Saint Pierre z szybkością 160 km/h, wyrывая i paląc drzewa; trującemu obłokowi towarzyszyła fala ognia, lawina bloków skalnych i popiołów; erupcje nastąpiły jeszcze w maju i sierpniu, kiedy to z krateru wyrosła andezytowa iglica o pionowych ścianach, wysokości 300 m (wkrótce rozpadła się w wyniku szybkiego wietrzenia); VEI = 4

Skutki erupcji, uwagi:

Całkowite zniszczenie miasta Saint Pierre; 26–29 tys. ludzi udusiło się, spłonęło żywcem lub zmarło w wyniku poparzeń dróg oddechowych (ocalał tylko jeden człowiek, więzień zamknięty w podziemiu). Zniszczony został port Saint Pierre wraz z zakotwiczonymi statkami, które spłonęły i zatoneły. Erupcja w sierpniu zniszczyła wieś Morne Rouge, gdzie zginęło 1000 osób

– Paricutin 2774 m (20 II 1943)

Opis erupcji i jej siła (VEIb):

wulkan powstał wprost na polu jednego z rolników, bez szczególnych zapowiedzi wybuchu; początkowo pojawiły się emisje pary, ok. 1700 ze wschodu na zachód rozwarła się szczelina, z której zaczął wylać dym, iskry, kamienie i strzępy lawy, rozniecając pożary w promieniu kilkuset metrów; po jednym dniu pojawił się stożek o wysokości 6–7 m i średnicy ok. 20 m, chmura wulkaniczna sięgnęła 5000 m wysokości; erupcja trwała 9 lat.

Skutki erupcji, uwagi:

ogółem wulkan wyrzucił ok. 1,3 km³ popiołu i 0,7 km³ lawy, stożek wulkaniczny wyrósł do wysokości 440 m nad wcześniejszym poziomem terenu.

– Saint Helens 2549 m (18 V 1980)

Opis erupcji i jej siła (VEIb):

zapowiedź erupcji, gazy i para, pojawiły się nad wulkanem w marcu; główna eksplozja o sile 500 bomb atomowych (100 mln ton trotylu) i spowodowany nią podmuch (kilkaset km/h) zniszczyła 200–300 m wierzchołka, powaliła wysokie na 60 m lasy, a obłok wyrzuconych gazów sięgnął 19 km wysokości; VEI = 4–5

Skutki erupcji, uwagi:

powódź w dolinie (nagle stopienie śniegu i lodu zalegających na zboczach), zniszczone lasy, 80 tys. ha wypalanej ziemi; zginęło 66 osób; opad pyłu w promieniu 15 km wyniósł 2–2,5 ton/ha; położenie wulkanu na terytorium USA zapewniło zainteresowanie mediów i rozgłos o wiele większy niż rozmiary szkód spowodowanych przez erupcję

– Nevado del Ruiz 5389 m (13 XI 1985)

Opis erupcji i jej siła (VEIb):

erupcja o przeciętnej sile, ale wydzielone ciepło gwałtownie stopiło 5–10% śniegu i lodu zalegającego na szczycie i zboczach, tworząc błotną powódź, która w ciągu 1,5 h dotarła do odległego o 50 km miasta Armero, zalewając je warstwą 5 m grubości; podobny los spotkał miasto Chinchincha; VEI = 3–4

Skutki erupcji, uwagi:

ślisko-kamieniste potoki pogrzebały 22–23 tys. ludzi (ocalały jedynie najwyżej położone dzielnice miast); doskonale ocenione zagrożenie zlekceważyły władze; straty wyceniono na 230 mln dolarów

– Pinatubo 1759 m (15 VI 1991)

Opis erupcji i jej siła (VEI_b):

powień wzrost aktywności nastąpił w kwietniu; w czerwcu wulkan wybuchł gwałtownie, wyrzucając olbrzymie masy pyłów i popiołów do atmosfery — słupy dymu sięgnęły 16 km i całkowicie przysłoniły słońce; głównej erupcji, 3 dni po pierwszej erupcji towarzyszyły wstrząsy; wulkan wybuchał 26 razy, a równocześnie w jego rejonie rozszalał się cyklon; 21 VIII chmury gazów otoczyły całą Ziemię w pasie międzyzwrotnikowym, dotarły także na północ, m.in. aż nad Kamczatkę; VEI = 5

Skutki erupcji, uwagi:

dzięki ewakuacji 80 tys. ludzi zginęło tylko kilkaset osób; 24 miasta zostały przysypane popiołem lub zasypały błotem, spływającym z prędkością 120 km/h ze zboczy; popiół pokrył setki km²; emisję dwutlenku siarki do atmosfery oceniono na 19 mln ton; nastąpiło ochłodzenie na Filipinach i w skali globalnej w 1992 r.; nastąpił bardzo silny spadek zawartości ozonu nad Antarktydą.

Zjawiska krasowe

W Polsce kras występuje w Tatrach, na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej, w Górach Świętokrzyskich i w Sudetach. Najdłuższą jaskinią w Polsce jest Jaskinia Miętusia – o długości 9 km, a najdłuższa jaskinia na świecie to Jaskinia Mamutowa w USA – o długości około 500 km.