

Geologia. Ziemia i procesy endogeniczne

Anna Waśkowska
Tadeusz Słomka
Jan Golonka

2022

open
AGH E-PODRĘCZNIKI



Publikacja udostępniona jest na licencji Creative Commons Uznanie Autorstwa - Na tych samych warunkach 4.0. Pewne prawa zastrzeżone na rzecz autorów i Akademii Górniczo-Hutniczej. Zezwala się na dowolne wykorzystanie treści publikacji pod warunkiem wskazania autorów i Akademii Górniczo-Hutniczej jako autorów oraz podania informacji o licencji tak długo, jak tylko na utwory zależne będzie udzielona taka licencja. Pełny tekst licencji dostępny na stronie <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/deed.pl>

Spis treści

Informacja o e-podręczniku "Geologia. Ziemia i procesy endogeniczne"

Wstęp

Cechy Ziemi

Atrybuty Ziemi

Pole magnetyczne Ziemi

Ciepło Ziemi

Kształt Ziemi

Budowa wewnętrzna Ziemi

Źródła danych

Geosfery

Skorupa ziemska

Skorupa oceaniczna

Skorupa kontynentalna

Płaszcz Ziemi

Jądro Ziemi

Skąły i minerały

Skąły

Minerały

Budowa wewnętrzna i postać minerałów

Pokrój minerałów i forma skupień

Cechy optyczne minerałów

Właściwości fizyczne minerałów

Tektonika płyt litosferycznych

Założenia teorii tektoniki płyt

Przesłanki i dowody historyczne teorii tektoniki płyt

Przesłanki i dowody aktualne teorii tektoniki płyt

Granice dywergentne

Geneza ryftu

Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego

Typy granic konwergentnych

Procesy strefy subdukcji

Architektura strefy subdukcji

Granice transformujące

Modele ruchu płyt litosferycznych

Pióropusze płaszcza i plamy gorąca

Baseny sedimentacyjne a tektonika płyt

Orogeny i epejrogeny

Orogeny i epejrogeny - definicje podstawowe

Akreacja skorupy kontynentalnej

Orogeny bezkolizyjne

Orogeny kolizyjne

Mechanizm kolizji

Ofiolity i obdukcja

Ruchy epejrogeniczne i ich przyczyny

Procesy związane z epejrogenizacją

Trzęsienia Ziemi

Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe

Geneza trzęsień ziemi

Fale sejsmiczne

Pomiar fal sejsmicznych

Związek trzęsień ziemi z tektoniką płyt

Rozmieszczenie trzęsień ziemi

Skutki trzęsień ziemi

Przewidywanie i zapobieganie trzęsieniom ziemi

Trzęsienia ziemi w zapisie geologicznym

Plutonizm

Rodzaje magmy

Dyferencjacja magmy

Krystalizacja magmy

Stadia krystalizacji magmy

- Intruzje magmowe
- Rodzaje intruzji zgodnych
- Rodzaje intruzji niezgodnych
- Wulkanizm
 - Wulkanizm - wprowadzenie
 - Lawa
 - Materiały piroklastyczne
 - Typy wulkanów
 - Typy erupcji
 - Przebieg i mechanizmy erupcji
 - Rozmieszczenie wulkanów
 - Zjawiska powulkaniczne
- Skąły magmowe i piroklastyczne
 - Struktury skał magmowych
 - Tekstury skał magmowych
 - Minerały skałotwórcze skał magmowych
 - Kwarc
 - Skalenie
 - Skaleniowce
 - Miki
 - Amfibole
 - Pirokseny
 - Oliwiny
 - Minerały poboczne i akcesoryczne
 - Środowiska powstania skał magmowych
 - Klasyfikacje skał magmowych
 - Skały skrajnie kwaśne i kwaśne
 - Skały obojętne
 - Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne
 - Skały piroklastyczne
- Metamorfizm
 - Metamorfizm - wprowadzenie
 - Czynniki metamorfizmu
 - Rodzaje metamorfizmu
 - Strefy metamorfizmu
 - Facje metamorficzne
 - Ultrametamorfizm
 - Metasomatoza
- Skąły metamorficzne
 - Skały metamorficzne - wprowadzenie
 - Struktury skał metamorficznych
 - Tekstury skał metamorficznych
 - Minerały protolitów
 - Andaluzyt, kyanit, sillimanit
 - Talk i grafit
 - Chloryty
 - Minerały z grupy serpentynu
 - Staurolit
 - Minerały z grupy epidotu
 - Kordieryt i wollastonit
 - Skały metamorfizmu regionalnego
 - Skały niskich ciśnień i temperatur (facja zieleńcowa i zeolitowa)
 - Skały średnich ciśnień i temperatur (facja amfibolitowa)
 - Skały wysokich ciśnień i temperatur (facja granulitowa i eklogitowa)
 - Skały wysokich ciśnień (facja glaukofanowa)
 - Skały metamorfizmu kontaktowego
 - Skały dynamometamorfizmu
 - Skały metamorfizmu szokowego
 - Skały ultrametamorfizmu

Informacja o e-podręczniku "Geologia. Ziemia i procesy endogeniczne"



Rzeczpospolita
Polska



Unia Europejska
Europejski Fundusz Społeczny



Rysunek 1:

E-podręcznik opracowano w ramach Zintegrowanego Programu Rozwoju Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Projekt współfinansowany ze środków Europejskiego Funduszu Społecznego w ramach Programu Operacyjnego Wiedza Edukacja Rozwój 2014-2020.

Oś III Szkolnictwo wyższe dla gospodarki i rozwoju,
Działanie 3.5 Kompleksowe programy szkół wyższych.

Wstęp

Geologia jest nauką, która wyrosła i rozwijała się z potrzeby i ciekawości ludzi. Z potrzeby, ponieważ funkcjonowanie i rozwój ludzkości wymagał coraz większej ilości surowców: skał, minerałów, metali, surowców chemicznych. Z ciekawości, znacznie później, kiedy człowiek zaczynał kojarzyć, że niektóre procesy skorelowane są z efektami: wybuch wulkanu prowadził do powstawania skał, erozja zmieniała bieg rzek i przebieg linii brzegowej mórz, itp.

Im bliżej czasów współczesnych, tym znaczenie geologii rośnie, chociaż w dobie globalizacji, cyfryzacji, gospodarki 4.0 często o tym zapominamy. Nie sposób wyobrazić sobie funkcjonowania dzisiejszego świata bez wielu surowców: żelaza, miedzi, cynku, ołowiu, ropy naftowej i gazu, surowców chemicznych, minerałów i skał, pierwiastków krytycznych oraz (przede wszystkim) wody, która staje się surowcem strategicznym. W dającej się przewidzieć przyszłości rola geologii nie będzie malała, ale rośnie.

Różnorodność podejmowanych tematów i metod stosowanych w badaniach geologicznych oraz proces rozwoju tej dyscypliny doprowadził do wyodrębnienia w nowoczesnej geologii poszczególnych jej działów. Są to:

- **mineralogia**, której zadaniem jest badanie składu, właściwości i pochodzenia minerałów;
- **petrografia**, która zajmuje się badaniem rodzajów skał występujących w litosferze i ich klasyfikacją;
- **geologia dynamiczna**, której zadaniem jest badanie procesów zachodzących w litosferze, prowadzących do jej zmian;
- **geologia historyczna**, która bada przeszłość Ziemi;
- **paleontologia**, która zajmuje się badaniem wymarłego świata organicznego;
- **tektonika**, której zadaniem jest badanie ruchów skorupy ziemskiej i sposobu ułożenia mas skalnych;
- **geochemia**, zajmująca się badaniem rozmieszczenia i obiegu pierwiastków chemicznych w przyrodzie;
- **geofizyka**, której zadaniem jest badanie budowy i właściwości fizycznych globu ziemskiego;
- **stratygrafia**, która zajmuje się badaniem następstwa warstw skalnych i określaniem ich wieku;
- **hydrogeologia**, która zajmuje się badaniem krążenia wód w skałach;
- **kartografia geologiczna**, której zadaniem jest opracowywanie metod sporządzania map geologicznych;
- **geologia stosowana**, grupa nauk z pogranicza geologii i nauk technicznych, których wspólną cechą jest wykorzystywanie badań geologicznych do bezpośrednich celów praktycznych.

Wszystkie te dyscypliny koncentrują się głównie na badaniach skalnej powłoki Ziemi (litosfery). Formowana jest ona przez procesy geologiczne, które dzielone są na dwie grupy:

- **PROCESY ENDOGENICZNE**, mające swoje źródło we wnętrzu Ziemi, do których należą: diastrofizm, magmatyzm, metamorfizm oraz
- **PROCESY EGZOGENICZNE**, wywołane przez czynniki działające na skorupę ziemską od zewnątrz, na które składają się procesy niszczące - denudacja i twórcze - sedimentacja.

Podręcznik **GEOLOGIA. ZIEMIA I PROCESY ENDOGENICZNE** poświęcony jest pierwszej grupie procesów. Przedstawia ich przyczyny, przebieg oraz efekty. Charakteryzuje grupy skał, które są bezpośrednią konsekwencją tych procesów, skupiając się na ich cechach makroskopowych. Podręcznik kierujemy przede wszystkim do studentów wszystkich kierunków nauk o Ziemi (geologii, geografii, geoturystyki, ochrony środowiska, itp.). Mamy jednak nadzieję, że zainteresuje ona także wszystkich, których fascynuje nasza planeta Ziemia. Jesteśmy lokatorami Ziemi i poznanie jej funkcjonowania jest niesłychanie istotne, wręcz konieczne, dla naszej przyszłości.

Założyliśmy, że podręcznik musi być napisany prostym językiem i musi mieć jasną konstrukcję. To nie jest podręcznik dla naukowców, ale dla młodych adeptów nauk o Ziemi. Zawiera on podstawowe informacje, bez nadmiaru szczegółów, z dużą ilością

modeli i zdjęć. Chcemy zachęcić, szczególnie młodych ludzi, do zrozumienia, że Ziemia to wspaniała, fascynująca planeta. Podlega ona nie tylko ciągłym zmianom biologicznym, gdzie jedne gatunki flory i fauny wymierają, a inne się pojawiają, ale podlega również zmianom w strukturze skalistego globu. Jego współczesny obraz jest wynikiem długiej i skomplikowanej ewolucji, podczas której następowały połączenia lub podziały kontynentów, osady mórz i oceanów przekształcały się w góry, które były potem niszczone, a zmiany klimatu powodowały podniesienie lub obniżenie poziomu wody w oceanach i rozrost lub kurczenie pokrywy lodowej.

Zapraszamy do poznania tajemnic Ziemi, która jest naszym domem.

Niniejszy podręcznik powstał przy wsparciu naszych przyjaciół, którym pragniemy złożyć podziękowania za zaangażowanie oraz użyczenie prywatnych materiałów.

Jesteśmy wdzięczni Krzysztofowi Szopie za cenne uwagi do części mineralogiczno-petrograficznej. Materiał fotograficzny został udostępniony przez Sławomira Bębena, Andrzeja Gałasia, Felixa M. Gradsteina, Marka Łodzińskiego, Piotra Strzebońskiego, Krzysztofa Szopę, Ewę Wańkowską oraz Jerzego Żabę, którym składamy podziękowania. Za pomoc w pracach edytorskich dziękujemy Paniom: Karolinie Słomce-Polonis oraz Elżbiecie Słomce.

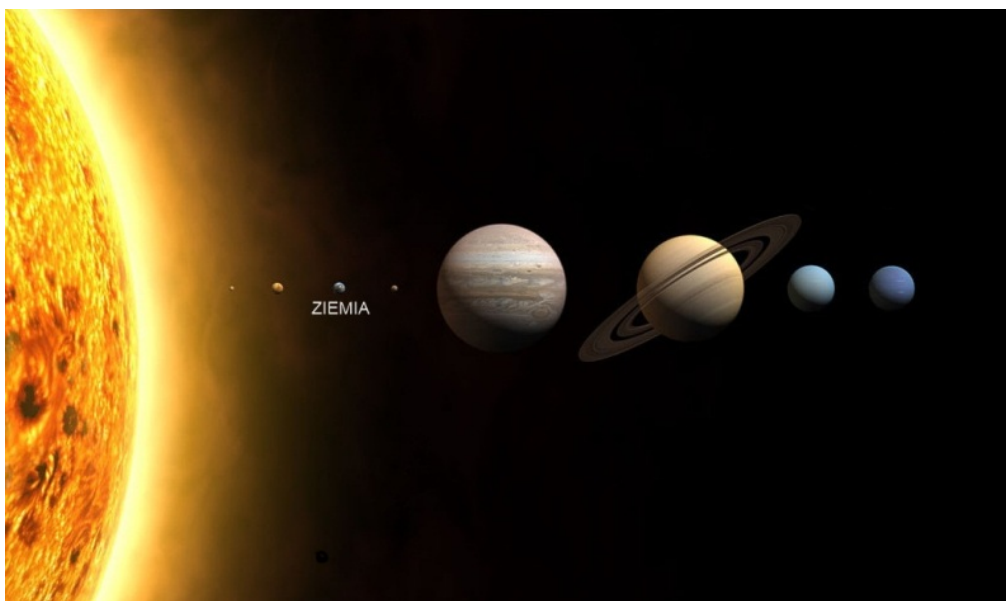
Jan Golonka i Tadeusz Słomka dziękują Annie Wańkowskiej za największy wkład pracy w powstanie podręcznika.

Część dokumentacji fotograficznej, służąca do zobrazowania skał i minerałów, pochodzi z kolekcji dydaktycznej zgromadzonej przez pracowników Katedry Geologii Ogólnej i Geoturystyki Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej.

Cechy Ziemi

Atrybuty Ziemi

Ziemia to trzecia licząc od centrum planeta Układu Słonecznego ([Rys. 2](#)), znajdująca się na orbicie w odległości 147-153 mln km od gwiazdy. Powstała 4,55 mld lat temu z mgławicy gwiazdowej wraz z innymi obiektami Układu [1], [2]. Należy do planet skalistych, które charakteryzuje występowanie jądra metalicznego otoczonego skalistą powłoką.



Rysunek 2: Położenie Ziemi w Układzie Słonecznym. Fot. WP, Planets2013-unlabeled.jpg, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#).

Ziemię cechuje szereg cech swoistych i unikalnych, które nie są znane z innych ciał w Układzie Słonecznym. Należą do nich:

- utrzymywanie aktywności geologicznej, w wyniku której powierzchnia Ziemi podlega modelowaniu strukturalnemu, w tym górotwórczości,
- występowanie i utrzymywanie życia,
- atmosfera, w której znajduje się wolny tlen,
- hydrosfera, która w większości utrzymywana jest w stanie płynnym.

Wśród planet skalistych Ziemię cechuje:

- największy promień liczący 6 371,008 km,
- największa masa szacowana na $5.9724 \times 10^{24} \text{ kg}$ [3],
- największa gęstość wynosząca $5\,514 \text{ kg/m}^3$ [3],
- najsilniejsze pole magnetyczne i grawitacyjne,

- najszybszy ruch obrotowy.

Ziemia, posiada jednego satelitę, którym jest Księżyc.

Głównymi pierwiastkami, które budują Ziemię jest żelazo, tlen, krzem i magnez ([Tabela 1](#) oprac. na podstawie [4]).

Tabela 1: Skład Ziemi w procentach wagowych.

Pierwiastek	ŻELAZO	TLEN	KRZEM	MAGNEZ	SIARKA	NIKIEL	WAPŃ	GLIN	CHROM	INNE
%	32,1	30,1	15,1	13,9	2,9	1,8	1,5	1,4	0,4	0,8

Rozkład pierwiastków w obrębie Ziemi jest nierównomierny. Wraz z głębokością zwiększa się ilość pierwiastków o większej gęstości, tj. żelazo, magnez i wapń, a zmniejsza pierwiastków o mniejszej gęstości, tj. krzem, sód czy potas. W powierzchniowych strukturach dominującym pierwiastkiem jest tlen w ilości 44, 6% i krzem, którego ilość wynosi 27, 72%, natomiast zawartość żelaza jest ponad 6 x mniejsza (zob. [Skorupa ziemska](#)). W centrum Ziemi znajduje się stop metaliczny zdominowany przez żelazo (zob. [Jądro](#)).

Ziemia, czyli skalisty glob, funkcjonuje na orbicie słonecznej w otoczeniu hydrosfery, atmosfery i biosfery. Tworzą one zewnętrzną otoczkę dla planety, ale też przenikają przez jej najbardziej powierzchniowe struktury. Sfery te są zintegrowane z Ziemią i tworzą współzależny układ, tworzący wraz z Ziemią **system ziemski**.

Na **atmosferę ziemską** składa się powłoka gazowa, która utrzymywana jest grawitacyjnie przez planetę. Ma grubość około 2000 km, przy czym zewnętrzne 1500 km to wybitnie rozrzedzony gaz. Głównymi jej składnikami jest azot (78%) oraz tlen (21%).

Atmosfera stanowi:

- barierę pomiędzy Ziemią a przestrzenią kosmiczną,
- niweluje amplitudy temperaturowe,
- zatrzymuje ciepło,
- jest przestrzenią, w której odbywa się część obiegu wody,
- utrzymuje wiele form życia, zwłaszcza te, które do funkcjonowania wykorzystają tlen,
- bierze aktywny udział w egzogenicznych procesach geologicznych.



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 1: Ziemskie atmosfery

Atmosfera tlenowa jest trzecią ziemską atmosferą. W okresie akrecji planetarnej, wokół Ziemi wytworzyła się atmosfera wodorowo-helowa. Została ona szybko przez Ziemię utracona. Następną otoczkę gazową powstała w procesie odgazowania Ziemi i składała się z gazów wulkanicznych. Dzięki procesom biologicznym ewoluowała w powłokę z wolnym tlenem. Tlen, jako uboczny produkt fotosyntezy, był uwalniany przez sinice, które w prekambry porastały rozległe obszary płytkomorskie. W kolejnym etapie ilość tlenu została ustabilizowana i regulowana jest wciąż przez procesy biologiczne. Aktualnie utrzymuje się na poziomie 21%. W przeszłości jego ilość była zróżnicowana, najwyższe wartości, przekraczające 30% odnotowane były w karbonie.

Hydrosfera to wody występujące w sferach ziemskich, na które składają się niezależnie od stanu skupienia: wody podziemne i powierzchniowe występujące w: rzekach, jeziorach, morzach i oceanach, lodowcach i lądolodach, a także woda zawarta w atmosferze i biosferze. Ponad 71% powierzchni globu jest przykryte przez wody oceanów i mórz, dlatego Ziemia nazywana jest „niebieską planetą” ([Rys. 3](#)). Wody ziemskie zmieniają swoje położenie i migrują pomiędzy poszczególnymi sferami tworząc obieg wody. Napędzany on jest przez grawitację ziemską oraz energię słoneczną. Wody są ważnym elementem, który podtrzymuje życie, stanowią istotny czynnik morfotwórczy, modelujący powierzchnię Ziemi oraz ośrodek, w którym zachodzą procesy geologiczne.

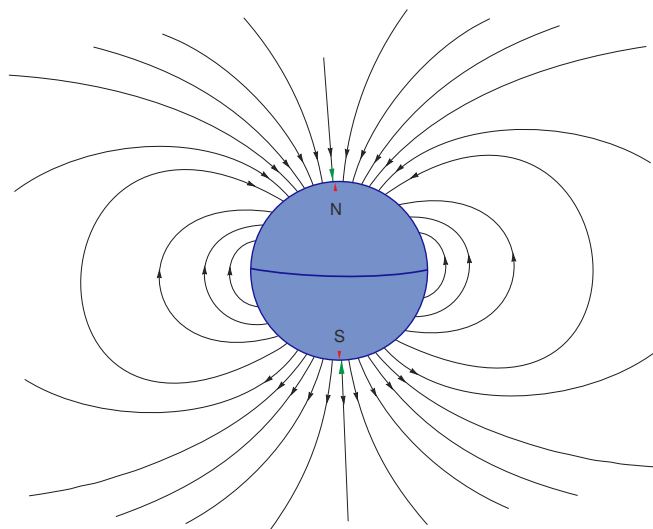


Rysunek 3: Niebieska planeta. Maulor, Earth rotation.gif, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Ziemia ma budowę sferyczną, czyli składa się ze stref rozmieszczonych koncentrycznie względem jej środka, zwanych **geosferami** (zob. [Geosfery](#)).

Pole magnetyczne Ziemi

Ziemia posiada i utrzymuje własne pole magnetyczne. Indukowane jest ono przez prądy elektryczne generowane przepływem materii w jądrze zewnętrznym. Pole magnetyczne jest polem dipolowym, czyli dwubiegunowym, którego model przedstawiony został na [Rys. 4](#) [5], [6], [7]. Bieguny pola magnetycznego zlokalizowane są w pobliżu biegunów geograficznych i desygnowane są tymi samymi nazwami. Co pewien czas dochodzi do przebiegunowania, czyli rewersji biegunów i powstania odwrotnego pola magnetycznego (zob. [Przesłanki i dowody aktualne teorii tektoniki płyt](#)), [8].



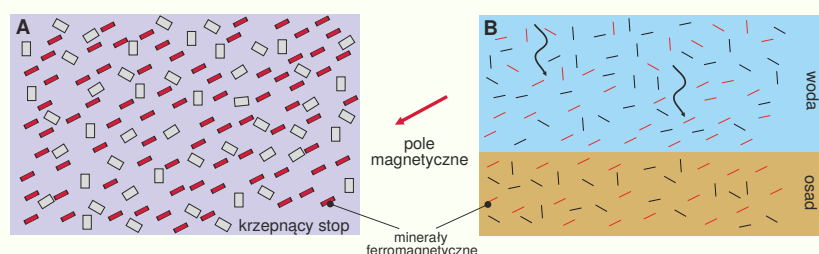
▲ Biegun magnetyczny
▼ Biegun geograficzny

Rysunek 4: Model dipolowego pola magnetycznego Ziemi.

Informacja dodatkowa 2: Pamięć magnetyczna

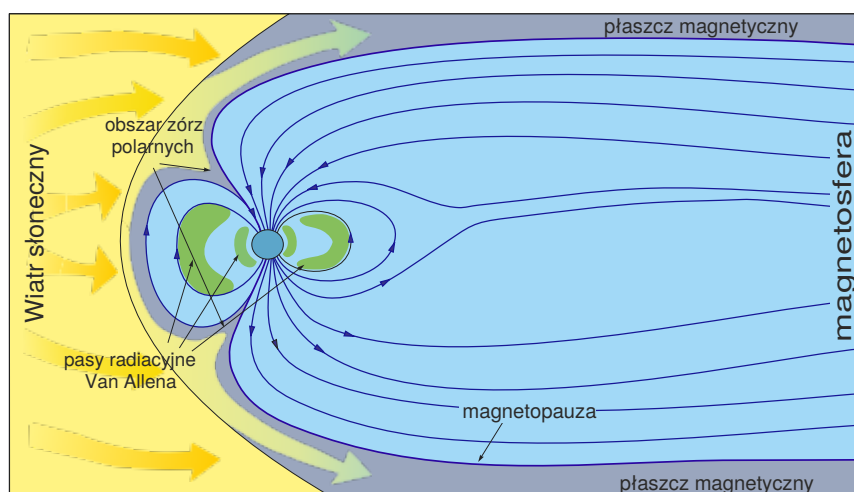
Pole magnetyczne ulega rejestracji w niektórych typach skał. Utrwala się dzięki obecności minerałów zwanych **ferromagnetykami**, czyli takich, które ulegają spontanicznemu namagnesowaniu. Popularnymi ferromagnetykami są magnetyt (zob. [Minerały poboczne i akcesoryczne](#)), hematyt, ilmenit. Ferromagnetyki są podstawą dla analiz paleomagnetycznych, które zajmują się badaniami różnych aspektów związanych z występowaniem pola magnetycznego w przeszłości. Jednym z ważnych osiągnięć paleomagnetyzmu jest opracowanie magnetostratygrafii, wykorzystywanej do szacowania czasu geologicznego. Jej bazę stanowi sekwencja, skorelowanych ze skalą geochronologiczną, interwałów normalnych i odwróconych pól magnetycznych.

Zapis pola magnetycznego jest najczęściej odczytywany ze skał magmowych wylewnych. W krzepnącym stopie kryształy ferromagnetyków zachowują się jak igła magnetyczna. Układają się zgodnie z liniami sił magnetycznego pola ziemskiego, co zostaje utrwalone w skale ([Rys. 5](#)). W skałach osadowych pole magnetyczne bywa rejestrowane w utworach głębokomorskich, w których materiał deponowany był przez suspencję, czyli swobodne opadanie zawiesiny w słupie wody. Podczas tego typu transportu ferromagnetyki (o ile występują) ulegają spontanicznej orientacji pod wpływem pola magnetycznego ([Rys. 5](#)).



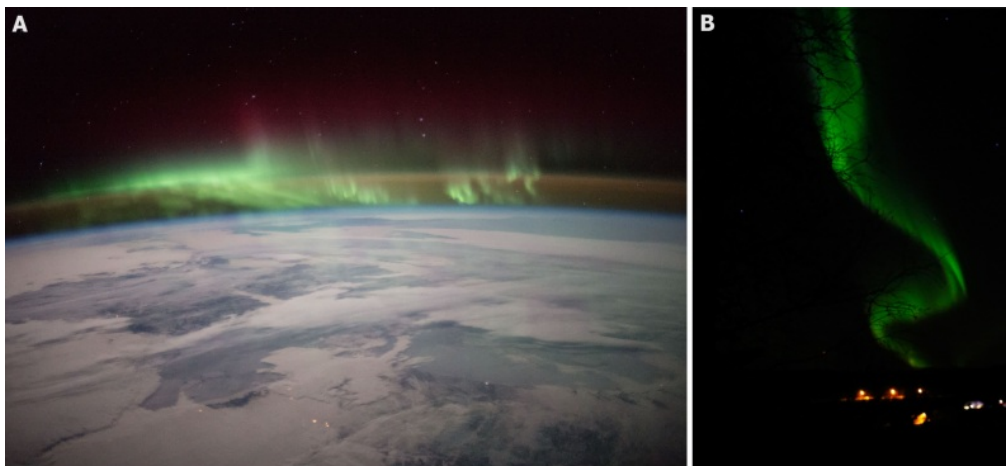
Rysunek 5: Mechanizm zapisu pola magnetycznego w skałach. A: w skałach magmowych wylewnych, B: w skałach osadowych.

Pole magnetyczne wyodrębnia **magnetosferę**, czyli przestrzeń wokół Ziemi, w której ono determinuje ruch naładowanych cząstek [5]. Magnetosfera to zona, która stanowi barierę ochroniającą Ziemię przed cząstkami plazmy słonecznej, zwanej wiatrem [9]. Jej granicę wyznacza magnetopauza. Strumień wiatru słonecznego odkształca magnetosferę, skutkiem czego od strony Słońca jest ona zacieśniona, natomiast po stronie przeciwnej jest rozciągnięta w warkocz magnetosferyczny, którego długość jest około 10 x większa od strefy odsłonecznej ([Rys. 6](#)).



Rysunek 6: Model magnetosfery ziemskiej na podstawie fot. NASA, Magnetosphere rendition.jpg, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Najcieńsza magnetosfera występuje w obszarach okołobiegunowych ([Rys. 6](#)). Jest to miejsce, gdzie wiatr słoneczny dostaje się w warstwy atmosferyczne, czego objawem są rozbłyski, zwane świeceniem zorzowym ([Rys. 7](#)), [5], [10].



Rysunek 7: Zorza polarna. A: fot. NASA astronaut Scott Kelly took this aurora image over Canada on Jan. 21, 2016 09.jpg, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. Felix M. Gradstein. Wykorzystano za zgodą autora.

💡 UWAGA

Uwaga 1: Anomalia magnetyczna

Siły magnetycznego pola ziemskiego mogą być zakłócone przez występowanie koncentracji minerałów o właściwościach magnetycznych. Minerale magnetyczne wytwarzają własne pole magnetyczne, jeśli będzie ono inne od aktualnie panującego oraz odpowiednio intensywne, może zakłócać odbiór normalnego pola ziemskiego. Zjawisko takie nazywane jest anomalią magnetyczną [5]. Anomalie związane są z różnymi typami skał, najsilniejsze występują nad złożami rud żelaza.

Ciepło Ziemi

Rozkład temperatur w obrębie Ziemi jest nierównomierny. Zewnętrzne warstwy Ziemi są chłodne i sztywne, ich temperatura wynosi kilka stopni Celsjusza, ku centrum sukcesywnie rośnie osiągając wartości 5400°C (Rys. 8). Wzrost temperatury wraz z głębokością wyrażany jest stopniem geotermicznym.

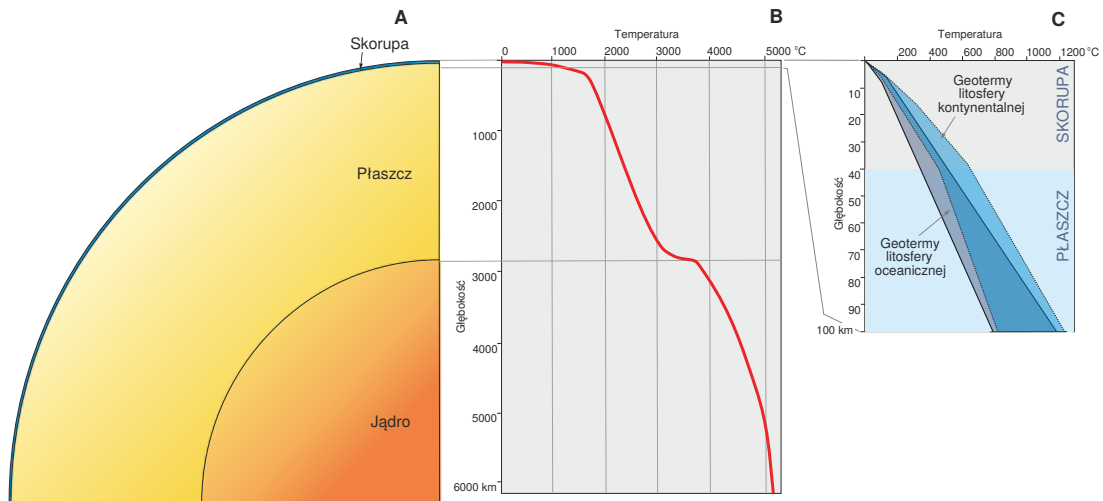
↔ DEFINICJA

Definicja 1: Stopień i gradient geotermiczny

Stopień geotermiczny wskazuje, co ile metrów temperatura Ziemi rośnie o 1°C [5].

Gradient geotermiczny określa wzrost temperatury przypadający na określoną jednostkę głębokości.

Wartość stopnia geotermicznego jest zróżnicowana i zmienia się lokalnie i regionalnie. Aktualnie jego wartość oscyluje pomiędzy 180 m a 1.5 m, przy średniej globalnej wynoszącej 33 m [9], [11]. Generalnie jest wyższy pod lądami, niższy pod oceanami. Przyrost temperatury zgodny ze stopniem geotermicznym obserwowany jest do 100 km, głębiej tempo przyrostu ciepłoty jest znacznie mniejsze (Rys. 8), [12].



Rysunek 8: Rozkład temperatur we wnętrzu Ziemi (A,B) oraz w litosferze (C). A: oprac. aut. ; B: Karla Panchuk, *The geothermal gradient remains below the melting temperature of rock, except in the asthenosphere*, licencja CC BY 4.0, źródło: [OPENPRESS.USASK.CA](https://openpress.usask.ca/) ; C: oprac. na podstawie [13].

Ciepło Ziemi pochodzi z dwóch źródeł:

- zewnętrznego, gdzie energia cieplna jest pozyskiwana od Słońca,
- wewnętrznego, gdzie energia cieplna produkowana jest w płaszczu lub pobierana jest z jądra.

Ciepło słoneczne ogrzewa zewnętrzne części Ziemi i jest jednym z głównych czynników generujących procesy egzogeniczne. Stała słoneczna, czyli dostarczana przez Słońce energia padająca prostopadle na 1 m^2 powierzchni Ziemi, wnosi około 1360 W/m^2 . Ciepło wewnętrzne generuje procesy endogeniczne, w tym odpowiada za tektonikę płyt litosferycznych [14]. Jego ilość jest kilka tysięcy razy mniejsza w stosunku do ciepła, które pochodzi od Słońca [7]. Najważniejszym jego źródłem są pierwiastki promieniotwórcze, emitujące energię cieplną podczas rozpadu radioaktywnego. Podstawowymi izotopami są K^{40} , U^{238} oraz Th^{232} [15]. Najwięcej izotopów promieniotwórczych znajduje się w płaszczu ziemskim [9], [16]. Drugim, wspomagającym źródłem jest ciepło jądra ziemskiego. Jest to ciepło resztkowe, będące pozostałością po pierwotnym ciepłe z czasów tworzenia się globu.

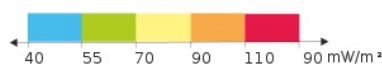
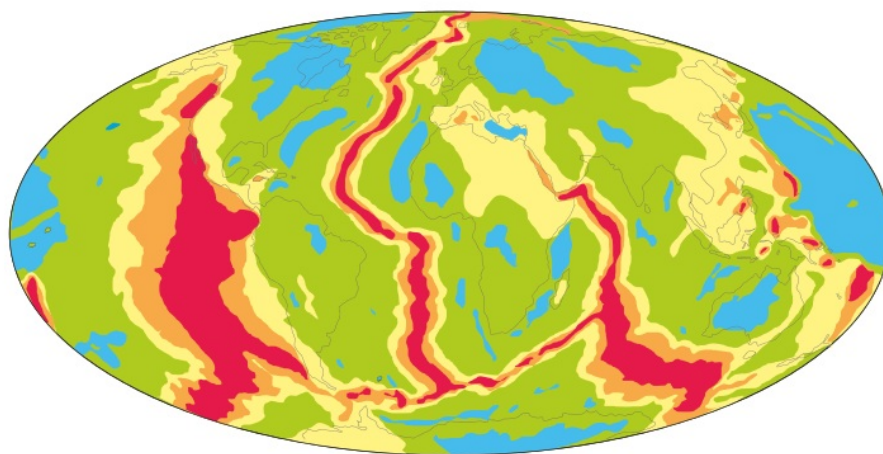
Podstawowym mechanizmem, który rozprowadza ciepło we wnętrzu Ziemi są prądy konwekcyjne [6]. Utrata ciepła następuje przez skorupę ziemską.

DEFINICJA

Definicja 2: Strumień cieplny

ilość ciepła wypromieniowana w jednostce czasu z jednostki powierzchni Ziemi.

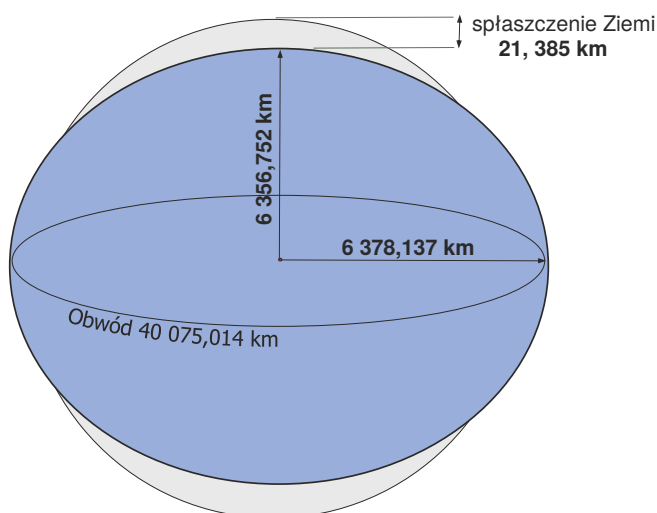
Średnia wartość tego parametru dla Ziemi wynosi 70 mW/m^2 [5], [7]. Największy wypływ obserwowany jest na grzbietach oceanicznych (w strefach rozrostu) (Rys. 9), gdzie osiąga on ponad 300 mW/m^2 . Najmniejsza ilość ciepła jest tracona przez Ziemię w obszarach tarcz i równi abysalnych. Ważną rolę w termice powierzchni Ziemi odgrywa atmosfera, która ochrania glob przed utratą nadmiernej ilości ciepła.



Rysunek 9: Strumień ciepły Ziemi (oprac. na podstawie [17]).

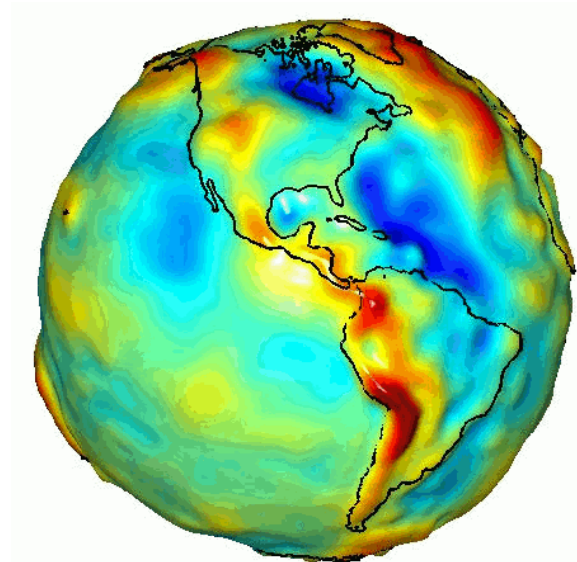
Kształt Ziemi

Ziemia jest planetą, czyli ciałem niebieskim znajdującym się na orbicie wokół Słońca, które posiada oczyszczoną okolicę swojej orbity. Ma na tyle dużą masę, iż wytwarzana przez niego siła grawitacyjna przewyższa siły ciała sztywnego, przez co osiąga kształt równowagi hydrostatycznej i jest prawie okrągła. W definicji planety podkreślony jest jej kształt, dlatego schematy obrazujące Ziemię lub zjawiska na niej zachodzące zwykle przedstawiają ją przy wykorzystaniu figury geometrycznej o kształcie kuli. W zależności od miejsca pomiaru, długość promienia ziemskiego jest zróżnicowana. Promień równikowy jest najdłuższy i wynosi 6378,137 km, natomiast promień biegunowy krótszy i mierzy 6356,752 km [3]. Różnica w długości, nazywana **spłaszczeniem Ziemi**, wynosi 21,385 km (Rys. 10). Spłaszczenie to wynika z działania siły odśrodkowej powstającej podczas ruchu obrotowego globu wokół własnej osi. Bryłą, która nawiązuje morfologią do kształtu Ziemi jest elipsoida obrotowa [18], [9], [5].



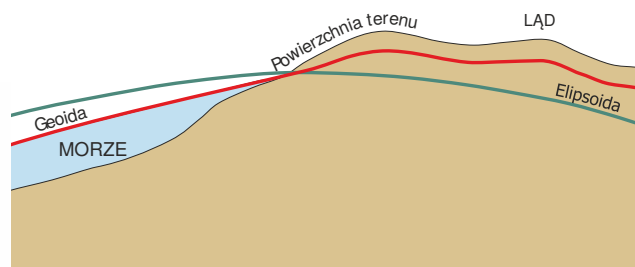
Rysunek 10: Elipsoida ziemiska.

Aby odwzorować bardziej precyzyjnie powierzchnię Ziemi została skonstruowana **geoida** (Rys. 11), [5], [11]. Jest to bryła o nieregularnym kształcie.



Rysunek 11: Geoida. NASA, GRACE globe animation, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Powierzchnia geoidy odpowiada teoretycznej powierzchni Ziemi przy założeniu, że powierzchnia ta jest prostopadła do kierunku siły ciężkości, czyli lokalnego pionu. W obszarze lądowym powierzchnia geoidy znajduje się ponad powierzchnią elipsoidy obrotowej i poniżej powierzchni topograficznej, a w obszarze oceanicznym powierzchnia geoidy znajduje się powyżej powierzchni topograficznej i powierzchni elipsoidy ([Rys. 12](#)), [9].



Rysunek 12: Przebieg geoidy.

Budowa wewnętrzna Ziemi

Źródła danych

Wiedza o budowie węgłnej Ziemi jest oparta o obserwacje bezpośrednie oraz pośrednie.

Obserwacje bezpośrednie polegają na analizie budulca oraz na ustaleniu jego rozmieszczenia w strukturach ziemskich. Prowadzone są one na naturalnych i antropogenicznych rozcięciach, dających wgląd w struktury podpowierzchniowe. Zasięg obserwacji jest ograniczony do rozmiaru tych form. Głębokie wcięcia erozyjne tworzone są przez intensywne niszczenie punktowe lub liniowe, np. wzdłuż dolin rzecznych, wzdłuż form tektonicznych i jaskiniowych. Procesem o istotnym znaczeniu jest erozja fluwialna denna, w wyniku której powstają zaawansowane rozcięcia erozyjne przekraczające nawet 2 km. Dane o budowie węgłnej Ziemi pozyskiwane są również podczas eksploracji jaskiń, zwłaszcza tych które mają rozwój pionowy. Najgłębiej położone korytarze, przekraczające 2 km, znajdują się w gruzińskich jaskiniach krasowych.

Wcięcia w powierzchniowych strukturach ziemskich tworzone są również sztucznie, przez człowieka podczas eksploatacji surowców. Najgłębsze kopalnie powstały przy pozyskiwaniu złota. Rekord został osiągnięty w afrykańskim wyrobisku Mponeng, gdzie surowiec pobierany jest z głębokości ponad 4 km. Nieco głębiej w strukturę ziemską docierają wiercenia. Najgłębsze odwierty, jakie zostały wykonane na półwyspie Kolskim, w Katarze i na Sachalinie, przekroczyły głębokości 12 km. Sachaliński otwór sięga do głębokości 12 345 m.

Cennym materiałem badawczym, dostępnym dla badań bezpośrednich i dającym pogląd o budowie wewnętrznej Ziemi, są skały pochodzące z jej wnętrza, które w powierzchniowych strukturach znalazły się dzięki naturalnym procesom geologicznym. Analizom geologicznym podlegają szczególnie:

- ścięte erozyjne, a wcześniej wyniesione obszary skorupy,
- orogeny z zakleszczonymi blokami sekwencji ofiolitowych, które są fragmentami skał z różnych stref skorupy lub/i górnego płaszcza (zob. [Ofiolity i obdukcja](#)),

- skały magmowe, zwłaszcza skały głębinowe i zawierające ksenolity, które są porwakami magmowymi wyniesionymi wraz ze stopami ku górze (zob. [Dyferencjacja magmy](#)); w szczególności cenne są kimberlity, które są zbudowane z materiału wewnątrzplaszczowego i dostają się w strefy powierzchniowe Ziemi dzięki erupcjom eksplozywnym,
- porwaki tektoniczne, w szczególności elementy głębokich struktur wyniesione w trakcie ruchów tektonicznych.

Dane z obserwacji bezpośrednich mają niewielki zasięg pionowy i pozwalają dość precyzyjnie ustalić obraz dla budowy geologicznej najbardziej powierzchniowej warstwy globu. Najgłębiej sięgające wiercenia nie przebiły skorupy ziemskiej, a próbki skał pochodzące z najgłębszych struktur ziemskich pochodzą z płaszcza. Przy zastosowaniu tych metod otrzymana informacja daje pogląd jedynie na budowę najbardziej zewnętrznych stref Ziemi. Budowa wnętrza globu, którą dziś dysponujemy, została oszacowana dzięki **obserwacjom pośrednim**. Podstawowymi analizami są badania geofizyczne, które analizują przebieg fal sejsmicznych w ośrodkach ziemskich [5]. Pozwalają one na ustalenie rozkładu mas we wnętrzu Ziemi i jej wewnętrznej struktury (zob. [Geosfery](#)).

Obok ziemskiego materiału, analizowany jest skalny materiał kosmiczny Układu Słonecznego. Sięga się po niego, w założeniu, iż obiekty Układu powstały w podobnym czasie i z tej samej materii. Materia ta pochodziła z jednego, wspólnego źródła, jakim była gwiazda wcześniejszej generacji, która zapadła się w supernową. Zatem obiekty Układu Słonecznego składają się z tej materii, z której została uformowana Ziemia i pogląd na budowę Ziemi jest budowany również w oparciu o dane pochodzące z analiz meteorytów oraz próbek skał pobranych z innych obiektów kosmicznych.

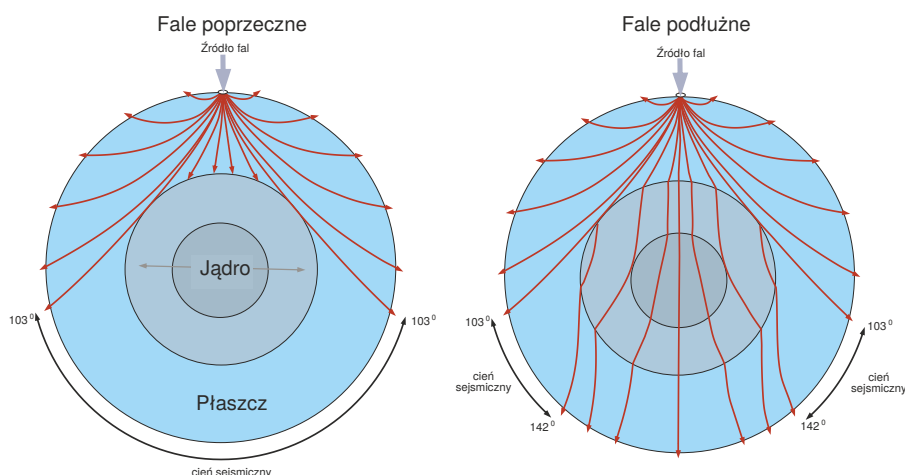
Geosfery

Kompleksowy schemat budowy wnętrza Ziemi powstał głównie w oparciu o badania geofizyczne [19], [5]. Zakłada on, że Ziemia ma budowę warstwową i składa się z koncentrycznie rozmieszczonych powłok skalnych, występujących jedna nad drugą, zwanych geosferami. Wyróżniane są 3 geosfery główne. Od zewnątrz Ziemi są to:

- skorupa ziemska,
- płaszcz ziemski,
- jądro ziemskie ([Rys. 13](#)), [20], [21], [9].

Fizyka wnętrza Ziemi opiera się o analizy fal sejsmicznych objętościowych (zob. [Fale sejsmiczne](#)), których przebieg analizowany jest wewnątrz globu. Prędkość przemieszczania się fal objętościowych korelowana jest z własnościami fizycznymi ośrodka, w którym się rozchodzą, w szczególności z jego gęstością i własnościami sprężystymi. Wykorzystywana jest zależność wzrostu prędkości tych fal (zarówno poprzecznych, jak i podłużnych) wraz ze wzrostem gęstości ośrodka. Zatem, analiza tej prędkości pozwala na interpretacje gęstości oraz składu chemicznego ośrodków wewnątrzziemskich [22], [5], [10].

Sposób rozchodzenia się fal objętościowych w Ziemi nie jest jednorodny. Na pewnych głębokościach ulegają one załamaniu, odbiciu lub zmienia się skokowo ich prędkość ([Rys. 13](#)).



Rysunek 13: Przebieg fal sejsmicznych wewnątrz Ziemi (oprac. na podstawie Steven Earle, *Patterns of seismic wave propagation through Earth's mantle and core*, licencja CC BY 4.0, źródło: [OPENPRESS.USASK.CA](#) [7]).

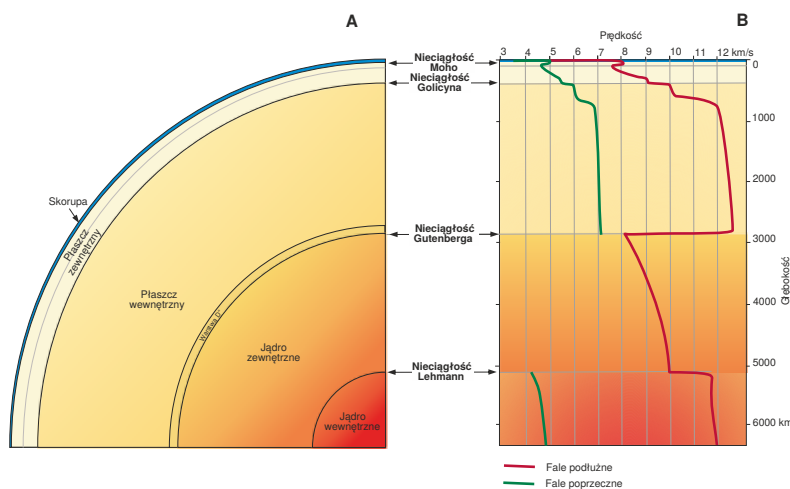
Miejsca te zostały wydzielone jako nieciągłości. Nieciągłości główne wyznaczają granice geosfer. Kolejno od zewnątrz Ziemi są to:

- **nieciągłość Moho**, na granicy płaszcza i skorupy,
- **nieciągłość Gutenberga**, na granicy jądra i płaszcza ([Rys. 13](#), [Rys. 14](#)), [20], [12], [5].

Geosfery posiadają swoje dla siebie cechy i każda z nich ma inny skład oraz parametry fizyczne [8], [22]. W obrębie poszczególnych geosfer występują nieciągłości dzielące je na jednostki niższego rzędu i są to:

- nieciągłość Golicyna (znana też jako nieciągłość Repettiego), występująca w płaszczu,
- nieciągłość Lehmann, występująca w jądrze.

Fale objętościowe poprzeczne nie rozchodzą się w cieczech, a ich zanik w obrębie nieciągłości Lehmann sugeruje obecność płynnej materii w zewnętrznym jądrze ziemskim (Rys. 13, Rys. 14), [23].



Rysunek 14: Przebieg fal sejsmicznych (B) na tle budowy wewnętrznej Ziemi (A). A: oprac. aut. ; B: na podstawie Karla Panchuk, *P-wave and S-wave velocity variations with depth from the crust through to the core*, licencja CC BY 4.0, źródło: [OPENPRESS.USASK.CA](https://openpress.usask.ca) [23].

Masy w Ziemi są rozmieszczone nierównomiernie. Prędkość rozchodzenia się fal objętościowych przyjmuje generalnie trend rosnący, co związane jest ze wzrostem gęstości materii ku centrum. Zakłada się, że w strefach wewnątrzjądrowych Ziemi materia wykazuje 4,5 x większą gęstość w stosunku do budulca jej powierzchniowych części. Gwałtowne spadki prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych, jakie się zaznaczają w obrębie Ziemi, są wynikiem obniżenia gęstości wskutek upłynnienia lub uplastycznienia ośrodka [22]. Największe takie spadki obserwowane są w nieciągłościach na granicach geosfer (Moho i Gutenberga) oraz w sferach bezpośrednio im podległych (Rys. 14), [5].

Skorupa ziemna

Skorupa to zewnętrzna oraz najbardziej zróżnicowana sfera Ziemi. W porównaniu z pozostałymi sferami jest najchłodniejsza, najcieńsza i najlżejsza. Stanowi jedynie 1, 4% objętości Ziemi i zaledwie 0, 3% jej masy [22]. Jej grubość waha się od kilku kilometrów do ponad 70 km, a gęstość szacowana na jest na $2,7 - 3,1 \text{ g/cm}^3$ [8], [11]. Powierzchniowe części skorupy ziemskiej mają temperatury dodatnie lub ujemne, rzędu kilku lub kilkunastu, rzadziej kilkudziesięciu stopni Celsjusza. Wyższe temperatury są notowane tylko lokalnie, w obszarach objętych wulkanizmem. Wraz z głębokością temperatura skorupy wzrasta i w zależności od warunków w dolnej części wynosi od 150°C do ponad 500°C (zob. [Ciepło Ziemi](#)). Skorupa ziemna, jest zewnętrzną sferą, która jest sztywna i stosunkowo chłodna. Bardzo niewielka jej część jest upłynniona. Materia upłynniona, czyli stop magmowy, występuje lokalnie. Znajduje się w zbiornikach wewnątrzskorupowych. W dolnej części skorupy występują miejsca, zwane ogniskami magmowymi, gdzie dochodzi do powstania magmy (zob. [Rodzaje magmy](#)).

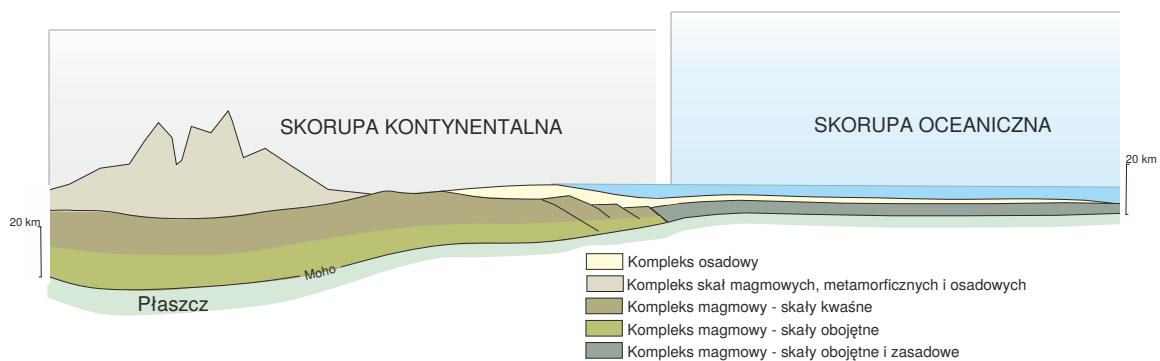
Skorupę ziemską cechuje duża różnorodność strukturalna, petrograficzna oraz chemiczna. W jej skład wchodzi wiele różnych typów skał magmowych, metamorficznych oraz osadowych, które występują w różnych konfiguracjach. W zasadzie obecność skał osadowych, generowanych głównie przez czynniki egzogeniczne, jest cechą swoistą skorupy ziemskiej. Występują one w jej powierzchniowej części. Skład chemiczny skał skorupy jest niejednorodny i zmienia się zarówno horyzontalnie, jak i wertykalnie, a rozkład poszczególnych pierwiastków nie jest równomierny. Wynika to z mnogości procesów geologicznych, które formują skały. Podstawowymi pierwiastkami chemicznymi, wchodzącymi w skład skorupy ziemskiej, są tlen, krzem, glin i żelazo ([Tabela 11](#) oprac. na podstawie [24]).

Tabela 2: Skład skorupy ziemskiej w procentach wagowych.

Pierwiastek	TLEN	KRZEM	GLIN	ŻELAZO	WAPŃ	SÓD	POTAS	MAGNEZ	TYTAN	WODÓR
%	44,60	27,72	8,13	5,00	3,63	2,83	2,59	2,09	0,44	0,14

Skorupa ziemna, od strony zewnętrznej, kontaktuje z atmosferą lub hydrosferą ziemską, a jej powierzchniowe partie znajdują się pod wpływem tych sfer oraz biosfery. Od wewnątrz skorupa graniczy z płaszczem ziemskim. Strefę graniczną stanowi **nieciągłość Mohorovičića**, popularnie nazywana nieciągłością **Moho** (zob. [Geosfery](#)), [25], [5], [22]. Ma ona grubość kilkuset metrów. W jej obrębie następuje skokowy wzrost prędkości fal sejsmicznych od ok. 7 km/s do powyżej 8 km/s. Płożenie Moho uzależnione jest od grubości nadkładu, zatem pod skorupą kontynentalną znajduje się głębiej, a pod skorupą oceaniczną płycej. Skały ze strefy Moho, podścielające skorupę oceaniczną, są składnikami niektórych sekwencji ofiolitowych i dostępne są bezpośrednim analizom

(Rys. 15), (zob. Ofiolity i obdukcja).



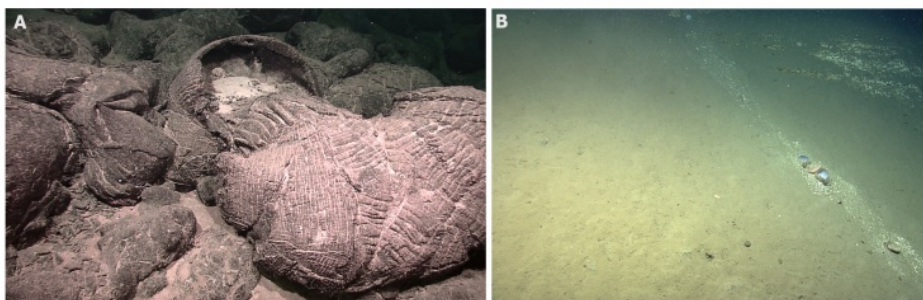
Rysunek 15: Schematyczny przekrój przez skorupę ziemską.

Ze względu na odrębność strukturalną skorupa ziemską dzielona jest na dwa typy (Rys. 15). Jest to:

- skorupa oceaniczna, która pokrywa około 60% Ziemi,
- skorupa kontynentalna, pokrywająca około 40% Ziemi [9], [22], [10].

Skorupa oceaniczna

Skorupa oceaniczna buduje głównie dna oceaniczne, a jej powierzchniowe strefy graniczą z wodami mórz lub oceanów. Może występować na obszarach lądowych, w strefach młodych ryftów. Jest stosunkowo cienka, jej przeciętna miąższość oscyluje pomiędzy 5 km a 8 km [26], [11], ciężar właściwy wynosi $3,0 \text{ g/cm}^3$ - $3,1 \text{ g/cm}^3$.



Rysunek 16: Powierzchnia skorupy oceanicznej. A: skały kompleksu magmowego (bazaltowe ławy poduszkowe), fot. NOAA, Expl6414 - pillow lava in Galapagos Rift.jpg, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: utwory kompleksu osadowego (głębokowodny muł oceaniczny), fot. Sediment transport - Lydonia Canyon.jpg, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Skorupa oceaniczna generowana jest głównie przez procesy magmatyczne w strefach granicznych płyt litosferycznych, kolejno nadbudowywana jest przez procesy sedymentacyjne. Ma strukturę piętrową [15], [10], dolna część składa się z kompleksu skał magmowych, które nadścielone są kompleksem skał osadowych (zob. [Skorupa ziemską](#)):

- kompleks magmowy zbudowany jest ze zasadowych i obojętnych skał głębinowych, żyłowych i wylewnych,
- kompleks osadowy zalega z reguły płasko nad kompleksem magmowym i składa się ze skał pochodzenia głębokomorskiego (Rys. 16), [22].

Skorupę oceaniczną jednostkowej płyty litosferycznej cechuje gradacyjny przyrost grubości, wieku budujących ją skał oraz pokrywy osadowej. Najmniejsze wartości tych parametrów występują w strefach ryftów oceanicznych. Strefy okotoryftowe zbudowane są ze skorupy oceanicznej cienkiej i młodej, liczącej do kilku tysięcy lat. Kompleks osadowy tutaj nie występuje lub tworzy ciekłą pokrywę, zbudowaną ze skał luźnych o grubości pojedynczych metrów. Najstarsze skorupy oceaniczne występują w obszarach najbardziej oddalonych od stref ryftowych. Są to skorupy dojrzałe, grubości do około 10 km -12 km, z kompleksami skał osadowych miąższości do ponad 2 km. Kompleksy osadowe składają się ze skał zwięzłych w dolnej części, ku górze przechodzących w skały luźne [22]. Aktualnie najstarsza czynna skorupa oceaniczna na powierzchni Ziemi (pomijając zachowane resztki skorup w sekwencjach ofiolitowych) jest wieku jurajskiego i liczy około 180 mln lat (zob. [Przesłanki i dowody aktualnej teorii tektoniki płyt](#)), [16].

Temperatury powierzchniowej części skorupy oceanicznej są dodatnie, najwyższe są w strefach ryftowych oraz w innych strefach

objętych wulkanizmem, poza nimi wynoszą zwykle kilka stopni Celsjusza. Wewnątrz skorupy następuje gradacyjny wzrost ciepłoty i w dolnej, przyplaszczowej części skorupy oceanicznej temperatury przekraczają wartości 150°C - 200°C (zob. [Ciepło Ziemi](#)).

Skorupa kontynentalna

Skorupa kontynentalna buduje kontynenty oraz stanowi podłoże zewnętrznych części zbiorników oceanicznych, zwane szelfem (zob. [Skorupa ziemna](#)), [6]. Od strony zewnętrznej graniczy z atmosferą lub hydrosferą ziemską. Jest wynikiem współdziałania złożonych procesów magmowych, osadowych i metamorficznych oraz tektonicznych. W porównaniu do skorupy oceanicznej, charakteryzuje ją mniejszy ciężar właściwy wynoszący $2,7\text{ g/cm}^3$ - $2,8\text{ g/cm}^3$ oraz w składzie chemicznym większa zawartość krzemionki, a mniejsza zawartość żelaza, magnezu i wapnia [27], jak również wyraźnie zwiększona grubość, przeciętnie wynosząca 35 km - 40 km [22]. Miąższość skorupy kontynentalnej jest zróżnicowana. Maksymalna jej wartość występuje w strefach młodych orogénów [10], [28] (np. Himalajów), gdzie przekracza 70 km.

Skorupa kontynentalna składa się z kompleksu skał magmowych oraz naścielającego go kompleksu skał o różnorodnej genezie [22], [11]. Kompleks magmowy jest dwudzielny. W dolnej części występują skały magmowe ubogie w krzemionkę (obojętne), a w górnej skały ze znaczną ilością krzemionki (kwaśne). Granica pomiędzy nimi jest mniej lub bardziej wyraźna. Nadległy im kompleks wykazuje bardzo wysoką różnorodność litologiczną. Budują go skały osadowe, zwarte i luźne, generowane w rozmaitych środowiskach od lądowych, przez płytko- do głębokomorskich; skały metamorficzne, powstałe w wyniku metamorfizmu regionalnego, kontaktowego, szokowego i dynamometamorfizmu oraz skały magmowe głębinowe, żyłowe i wylewne. Grubość tego kompleksu jest zmienna i wynosi do 20 km. Na niektórych obszarach, np. na tarczach (zob. [Orogenesa i epejrogenesa - definicje podstawowe](#)), kompleks osadowy nie występuje lub jest mocno zredukowany. Skały dolnej i środkowej części skorupy kontynentalnej są zmetamorfizowane. W skali lokalnej i regionalnej architektura górnej części skorupy kontynentalnej jest niejednorodna. Składa się z indywiduowanych elementów strukturalnych zalegających zgodnie poziomo lub wykazujących różne zaawansowanie form tektoniki ciągłej i nieciągłej. Spektrum wiekowe skał skorupy kontynentalnej obejmuje skały od współczesnych do skał wieku archaicznego, sporadycznie hadeickiego [16], [29].

Temperatura powierzchniowych części skorupy kontynentalnej jest zmienna. W zależności od położenia geograficznego waha się od ujemnej do dodatniej, w wielu rejonach podlega regularnym zmianom sezonowym w cyklu rocznym. W dolnej części skorupa osiąga temperatury 400°C - 600°C (zob. [Ciepło Ziemi](#)), które w grubych skorupach wzrastają nawet do około 800°C .

Informacja dodatkowa 3: Najstarsze elementy skorupy kontynentalnej

Skały wieku prekambryjskiego, czyli starsze niż 542 mln lat, stanowią tylko kilka procent powierzchniowej struktury skorupy kontynentalnej. Najwięcej ich jest w Ameryce Północnej, Afryce, Grenlandii i na Antarktydzie. Najstarsze znane skały skorupy kontynentalnej to hadeickie zmetamorfizowane granitoidy (gnejsy) kompleksu Acasta pochodzące z północno-zachodnich obszarów tarczy kanadyjskiej (Rys. 17A). Ich wiek 4,03 mld lat został oszacowany w oparciu o datowanie radiometryczne [30].



Rysunek 17: A: gnejs z kompleksu Acasta (z kolekcji: H. Martin, Blaise Pascal University), fot. Emmanuel Douzery, Acasta Gneiss fragment.JPG, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#)  ; B: kryształ cyrkonu wieku 4,4 mld lat (obraz z katodoluminescencji, koloryzowany), fot. John W. Valley (University of Wisconsin-Madison). Wykorzystano za zgodą autora.

Najstarszą częścią skorupy kontynentalnej jest hadeickie ziarno cyrkonu wieku 4,4 mld lat, znalezione na wschodnioaustralijskich wzgórzach Jack Hills (Rys. 17B) [31]. Zostało wyselekcjonowane ze skały archaicznej liczącej około 3 mld lat, w której występowało na wtórnym złożu.

Płaszcz Ziemi

Płaszcz ziemski występuje pomiędzy skorupą ziemską a jądrem ziemskim (zob. [Geosfery](#)). W porównaniu do skorupy jest to sfera bardziej ujednolicona. W obrębie płaszcza zachodzi ruch materii w prądach konwekcyjnych, będących podstawowym mechanizmem napędowym dla tektoniki płyt litosferycznych i górotwórczości (zob. [Procesy strefy subdukcji](#)), [7], w nim generowanych jest wiele naprężeń uwalnianych podczas trzęsień ziemi (zob. [Rozmieszczenie trzęsień ziemi](#)). Selekttywne wytapianie skał jego górnej części dostarcza stopów, które migrują w części skorupowe Ziemi (zob. [Rodzaje magmy](#)).

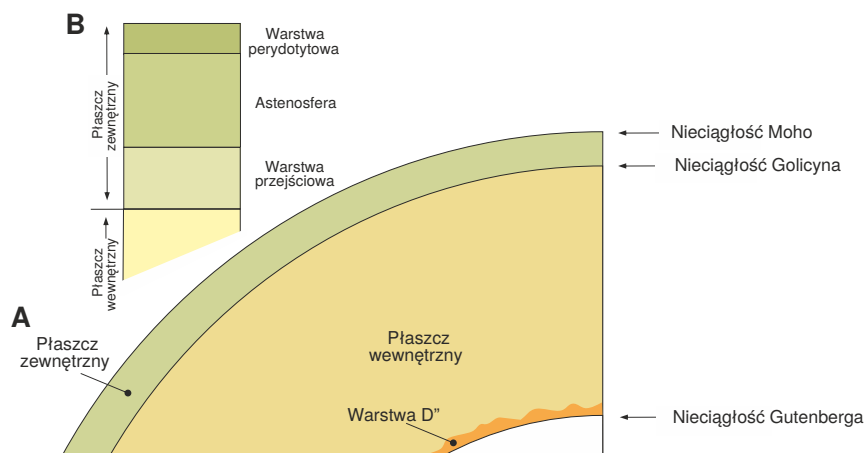
Płaszcz ziemski stanowi 68% masy oraz 84% objętości Ziemi. Jego ciężar właściwy zmienia się od $3,3 \text{ g/cm}^3$ w częściach podskorupowych do $5,5 \text{ g/cm}^3$ w częściach nadjądrowych [5], [32]. Temperatura przy górnej granicy wynosi kilkaset stopni Celsjusza, a przy dolnej osiąga około 4000°C (zob. [Ciepło Ziemi](#)), [33]. Ciśnienie w płaszczu ziemskim wzrasta od kilku kilobarów do około 1400. Wzrost ciśnienia przy jednoczesnym wzroście temperatury zapobiega upłynnieniu materii płaszcza, która znajduje się w stałym stanie skupienia. Wykazuje ona cechy lepkosprężyste, więc możliwe jest wolne przemieszczanie się tej materii. Płaszcz ziemski zbudowany jest z krzemianu magnezu ([Tabela 3](#)), który w kierunku jądra przyjmuje fazy wysokociśnieniowe [8]. Zawiera niewielkie ilości izotopów promieniotwórczych, które są ważnym źródłem energii wewnętrznej Ziemi [7]. W dolnych częściach płaszcza, w podstawowym budulcu, występują domieszki chromu, niklu, metalicznego żelaza [34].

Dolną granicę płaszcza ziemskiego wyznacza **nieciągłość Gutenberga**, która znajduje się na głębokości około 2900 km (zob. [Geosfery](#)), [25].

Płaszcz ziemski jest dwudzielny, w jego obrębie wyróżnia się dwie strefy:

- **płaszcz zewnętrzny**, o grubości około 350 km - 400 km, który zbudowany jest z warstwy perydotytowej oraz astenosfery,
- **płaszcz wewnętrzny** z bazalną warstwą D'', zalegający na głębokościach 2660 km - 2890 km.

Pomiędzy nimi występuje warstwa przejściowa o grubości 200 km, której dolna granica wyznacza nieciągłość Golicyna (znana również jako nieciągłość Repettiego) (Rys. 18), [35].



Rysunek 18: Budowa płaszcza ziemskiego.

Najbardziej zewnętrzną częścią płaszcza ziemskiego jest **warstwa perydotytowa** (Rys. 18), (Rys. 19). Jest to sfera sztywna, stosunkowo chłodna, o temperaturach do około 1200°C - 1300°C . Zbudowana jest z ultrazasadowych skał magmowych, częściowo zmetamorfizowanych, o typie perydotytu (zob. [Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne](#)). Pod oceanami warstwa perydotytowa ma grubość około 100 km. Pod skorupą kontynentalną jest grubsza i jej przeciętna miąższość wynosi do 200 km, a w jej skład, obok perydotytu, wchodzi również skały o typie eklogitu (zob. [Skały wysokich ciśnień i temperatur \(facja granulitowa i eklogitowa\)](#)). Od dołu warstwa perydotytowa graniczy z astenosferą.

Tabela 3: Skład płaszcza w procentach wagowych.

Pierwiastek	TLEN	KRZEM	MAGNEZ	ŻELAZO	GLIN	WAPŃ	SÓD	POTAS
%	44,8	21,5	22,8	5,8	2,2	2,3	0,3	0,03

Tabela 3 oprac. na podstawie [8].



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 4: Litosfera

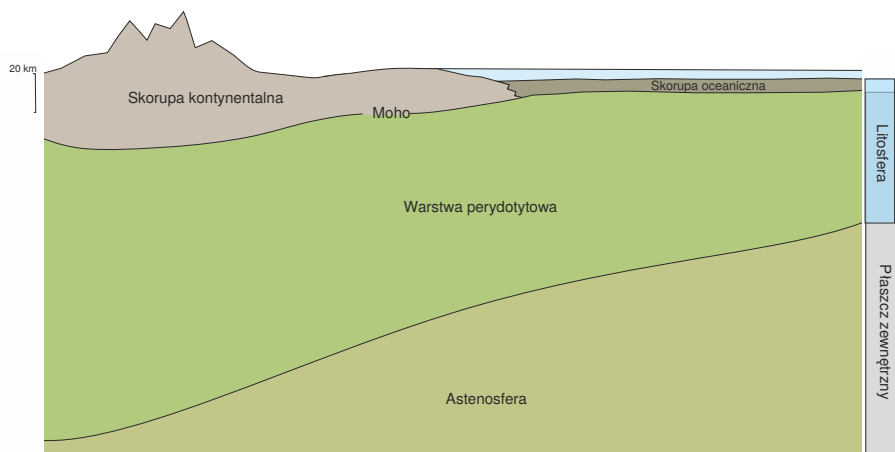
Warstwa perydotytowa wraz ze skorupą ziemską tworzy **litosferę (sklerosferę)** (Rys. 19), czyli skalną i sztywną powłokę Ziemi. Jest to podstawowy i spójny element strukturalny wnętrza globu. Litosfera podzielona jest poprzecznie na mniejsze jednostki o różnej powierzchni, które zwane są płytami litosferycznymi. Płyty te są elementami mobilnymi, ich położenie oraz wielkość podlegają zmianie w czasie geologicznym (zob. [Założenia teorii tektoniki płyt](#)). W związku z tym, iż litosfera stanowi ruchomy i aktywny element Ziemi, nazywana jest również **tektonosferą** [22]. W zależności od typu skorupy, jaki jest składnikiem litosfery, wyróżnia się odmianę kontynentalną i oceaniczną [9].



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 5: Wychodnie skał górnego płaszcza

Skały górnego płaszcza to najgłębiej położone skały ziemskie, które są eksponowane na powierzchni dzięki procesom geologicznym. Występują one w sekwencjach niektórych ofiolitów (zob. [Ofiolity i obdukcja](#)) lub jako ksenolity w bazaltach i kimberlitach (zob. [Dyferencjacja magmy](#)).



Rysunek 19: Litosfera.

Astenosfera (Rys. 18) jest kluczową strefą dla procesów geodynamicznych Ziemi. Odpowiada za korektę izostaticzną oraz ma zasadniczy wpływ na ruch płyt litosferycznych, które poruszają się po jej powierzchni. Warunki ciśnieniowo-temperaturowe panujące w jej obrębie powodują, że ma właściwości lepkosprężyste i jest podatna na odkształcenia (nazwa sfery pochodzi od słowa "uginam się") [9], [25]. Ma zmienną grubość od około 150 km pod oceanami do ponad 250 km pod kontynentami [22]. Jej dolna granica jest w miarę stała, znajduje się na głębokości 350 km - 400 km. Wyznacza ją **nieciągłość Golicyna**. Na niej następuje wzrost prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych od około 8 km/s do 9 km/s , co wskazuje, że podległy obszar zbudowany jest z materii o większej gęstości (zob. Geosfery).

Płaszcz dolny to sfera stanowiąca ponad 50% objętości Ziemi, w której ze względu na wysokie ciśnienia, materia utrzymywana jest w stanie stałym. Jest to w miarę jednorodna sfera, gdzie zmiany parametrów fizykochemicznych postępują gradacyjnie, za wyjątkiem jej przyjądrowej części, gdzie wydzielana jest **warstwa D"** (Rys. 18), (zob. Geosfery), [8], [7], [36], [19]. Jest to relatywnie cienka warstwa, o zmiennej grubości, od kilkudziesięciu kilometrów do 250 km. Ma złożoną strukturę. W jej obrębie następuje rozszczepienie fal poprzecznych oraz, wewnątrz cienkich stref, istotne obniżanie prędkości fal. Zakłada się, że jest to warstwa zbudowana z wysokociśnieniowego krzemianu magnezu, miejscowo wzbogaconego w żelazo [37], [38].

Granice pomiędzy płaszczem a jądrem ziemskim stanowi nieciągłość Gutenberga. Na niej obserwowane są zaburzenia w przebiegu fal sejsmicznych. Następuje zanik fal poprzecznych, które nie rozchodzą się w cieczach, oraz skokowy spadek prędkości fal podłużnych, świadczący o wzroście na krótkim dystansie gęstości materii [34], [19].

Jądro Ziemi

Jądro ziemskie, zwane barysferą, stanowi najbardziej wewnętrzną część globu. Ma średnicę około 3480 km. Cechują go najwyższe temperatury, ciśnienia i gęstości w globie [8]. Na granicy z płaszczem notowany jest skokowy wzrost gęstości materii, która w górnej części jądra wynosi około 10 g/cm^3 . Głównym składnikiem jądra jest stop żelazowo-niklowy (Tabela 4 oprac. na podstawie [4]), [9], [23].

Tabela 4: Skład jądra ziemskiego w procentach wagowych.

Pierwiastek	ŻELAZO	NIKIEL	SIARKA	INNE
%	88,8	5,8	4,5	0,9

W jądrze ziemskim wyodrębniają się 2 sfery:

- jądro zewnętrzne, w którym występuje upłynniona materia,
- jądro wewnętrzne, które wykazuje cechy ciała sztywnego.

Sfery te oddziela **nieciągłość Lehmann**, która bywa wydzielana jako osobna sfera jądrowa (zob. Geosfery), [34], [25].

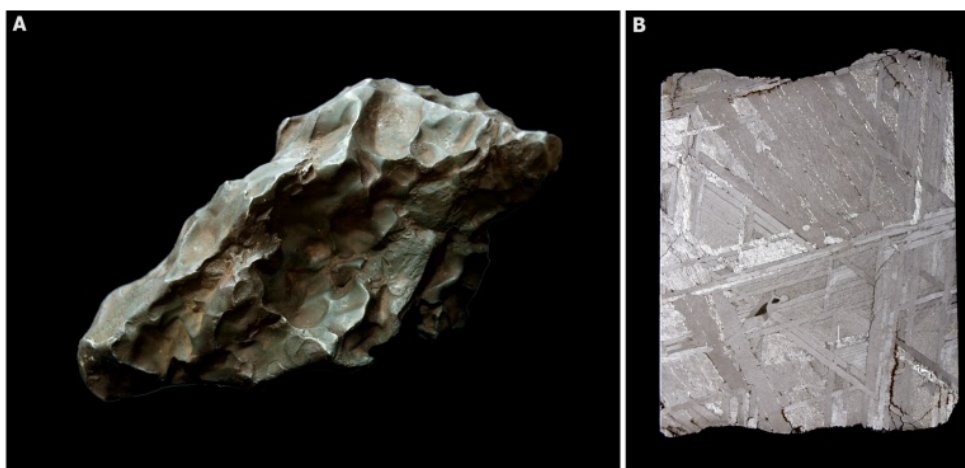
Jądro zewnętrzne sięga do głębokości 5150 km, w jego obrębie temperatura rośnie od 2730°C do 4230°C (zob. Ciepło Ziemi), a gęstość od 10 g/cm^3 do $12,1 \text{ g/cm}^3$ [8]. Prądy konwekcyjne jądra zewnętrznego indukują prądy elektryczne wytwarzające pole magnetyczne (zob. Pole magnetyczne Ziemi), które w jądrze jest około 50 x silniejsze niż na powierzchni Ziemi [39].

Jądro wewnętrzne to sfera o promieniu około 1220 km [25]. Posiada w miarę jednorodną gęstość, która nieznacznie wzrasta od $12,8 \text{ g/cm}^3$ do ponad 13 g/cm^3 w części centralnej; temperaturę, która szacowana jest na ponad 5100°C - 5400°C (zob. Ciepło Ziemi), [23], [34], oraz warunki ciśnieniowe szacowane na 330 GPa - 360 GPa. Wydzielana jest w nim strefa najbardziej wewnętrzna, będąca rdzeniem jądra wewnętrznego.



Informacja dodatkowa 6: Meteoryty żelazne a jądro ziemskie

Z powodu braku dostępu do materiału badawczego, oryginalne skały jądra ziemskiego nie były dotychczas analizowane metodami bezpośrednimi. Uważa się, że meteoryty żelazne, które dostają się z przestrzeni okołoziemskiej mogą odpowiadać materii jądra ziemskiego. Są one zbudowane z metalicznego żelaza zawierającego domieszkę niklu, zwykle w ilości od kilku do kilkunastu procent (Rys. 20). Największy znany meteoryt żelazny to meteoryt Hoba. Został znaleziony w Namibii. Jego waga szacowana jest na ponad 60 ton. Największy polski meteoryt żelazny to meteoryt Morasko, który waży 271 kg.



Rysunek 20: Meteoryty żelazne. A: meteoryt Sithole (wielkość 22 cm), B: figury Widmanstättena na przekroju meteorytu Tartak (wysokość okazu 12 cm). A-B: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Inne rodzaje meteorytów, w skład których wchodzi krzemiany, mogą być odpowiednikami materii płaszcza ziemskiego.

Skały i minerały

Skały

Przedmiotem badań geologicznych są skały. Są to produkty procesów geologicznych, które stanowią budulec Ziemi i innych ciał skalistych Wszechświata.

DEFINICJA

Definicja 3: Skały

obiekty zbudowane z minerałów lub/i substancji mineralnych, które powstały w wyniku naturalnych procesów geologicznych.

Środowiska, w których tworzą się skały są bardzo zróżnicowane. Skały powstają w:

- warunkach powierzchniowych Ziemi lądowych i wodnych, we wszystkich strefach klimatycznych oraz na różnych wysokościach bezwzględnych,
- we wnętrzu Ziemi, na różnych głębokościach i w różnych warunkach fizykochemicznych.

Skały powstają przez:

- krystalizację form mineralnych z fluidów lub stopów glinokrzemianowych,
- w wyniku przebudowy istniejących skał pod wpływem czynników zewnętrznych i wewnętrznych,

- przez nagromadzenie ziaren minerałów na skorupie ziemskiej [40], [41].

Skąły tworzą indywidualne ciała o różnej objętości oraz formie przestrzennej. Do skał zalicza się utwory zwarte (lite) oraz luźne, wyłaczając gleby. Skały są masywne, gdy zajmowana przez nie przestrzeń jest całkowicie wypełniona przez składniki lub porowate, gdy pomiędzy ich składnikami występują wolne przestrzenie. Zmiany wtórne, które zachodzą po procesie generacji skał, doprowadzają do modyfikacji ich cech, w tym transformacji składu chemicznego oraz zmian wewnętrznej budowy.

Ze względu na genezę skały dzielone są na trzy główne grupy [42], [43], [44]:

- **skały magmowe**, które powstają przez skrzepnięcie stopu glino-krzemianowego: magmy w warunkach wewnętrznej litosfery lub lawy na powierzchni skorupy ziemskiej,
- **skały osadowe**, które powstają w procesie sedymentacji, przez nagromadzenie na powierzchni Ziemi cząstek mineralnych i organicznych w formie kryształów oraz ziaren,
- **skały metamorficzne**, które powstają przez zmianę składu chemicznego lub/i struktury wewnętrznej skał wcześniejszych generacji pod wpływem podwyższonych ciśnień i temperatur oraz przy udziale roztworów/fluidów o różnym składzie chemicznym (Rys. 21).



Rysunek 21: A: skała magmowa, B: skała osadowa, C: skała metamorficzna.

Spektrum zmienności procesów generatywnych i środowiskowych powoduje, że skały cechuje bardzo duża zmienność, zarówno pod względem chemicznym, jak i budowy wewnętrznej. Aktualnie wyróżnia się około 3000 rodzajów skał. Pomimo tak dużej różnorodności, tylko około 3 – 5% z nich jest powszechnym składnikiem litosfery.

Działem nauk o Ziemi, który zajmuje się genezą, opisem, klasyfikacją oraz charakterystyką skał jest **petrologia** [42].

Minerały

Minerały są podstawowymi składnikami skał. Mniejszą rolę odgrywają substancje mineralne.

DEFINICJA

Definicja 4: Mineral

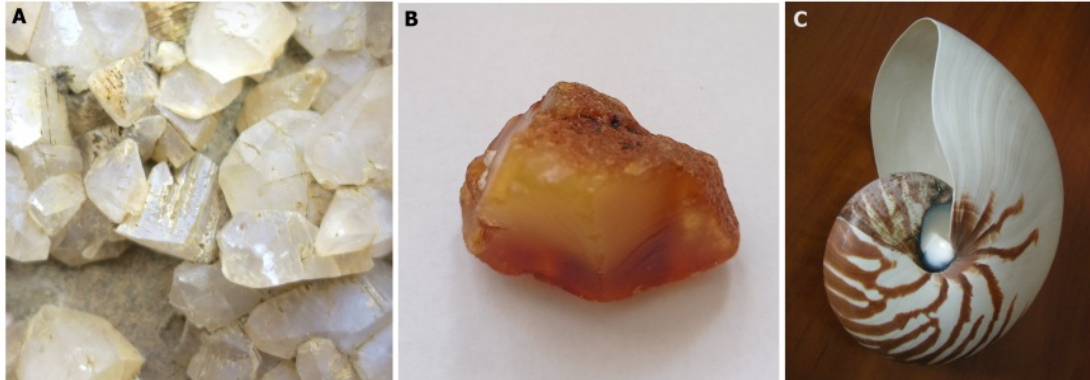
to substancja, która [43], [45]:

- jest związkiem chemicznym zbudowanym z jednego lub wielu pierwiastków,
- posiada uporządkowaną strukturę wewnętrzną, czyli jest kryształem (zob. [Budowa wewnętrzna i postać minerałów](#)),
- w normalnych warunkach ziemskich występuje w stałym stanie skupienia,
- powstała wyłącznie w wyniku procesów naturalnych.

Minerał (Rys. 22A) jest wytworem procesów geologicznych, więc wyklucza się zaliczanie do nich substancji syntetycznych, które tworzone są w laboratoriach (np. sztuczne: diamenty, cyrkonie, kwarcy), czy w procesach związanych z działalnością człowieka (np. samozapłon na składowiskach odpadów pogórnictwa). Do minerałów jednak zaliczane są substancje krystaliczne, których powstanie związane jest z niezamierzoną działalnością antropogeniczną (np. wykwyty w wyrobiskach górniczych) [46]. Minerały są rezultatem procesów naturalnych, powstają jako efekt magmowych, osadowych oraz metamorficznych procesów geologicznych [40]. Mineral powstaje przez krystalizację, która przebiega w określonym środowisku (np. przy określonym pH i Eh) i w określonych warunkach fizyko-chemicznych (temperatura i ciśnienie). Aktualnie szacowana ilość znanych i opisanych minerałów

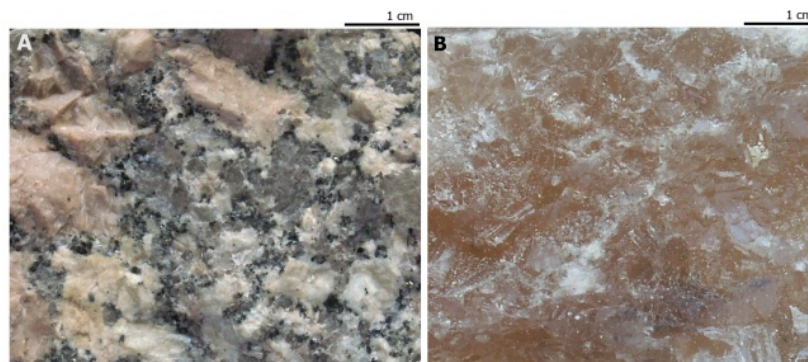
wynosi ok. 4000, a każdego roku opisuje się około 100 nowych minerałów.

Substancja, która jest bliska minerałowi, ale nie spełnia wszystkich kryteriów określonych w definicji, nazywana jest **substancją mineralną** (Rys. 22B, C). Specyficzną grupą należącą do substancji mineralnych są tak zwane biominerały, czyli analogi minerałów występujące w skałach, lecz powstałe w organizmach żywych, tj. elementy twarde, głównie szkieletowe i zęby (np. kalcyt w muszlach małży, apatyt w kościach kręgowców). Inną grupą są mineraloidy, czyli formy, które od minerałów różni brak wykształcenia struktury krystalicznej. Do mineraloidów zaliczane są np. opał, szkliwo wulkaniczne lub szokowe, bursztyn, ozokeryt, asfalt, które są amorficzne (niekrystaliczne).



Rysunek 22: A: minerał (kryształy kalcytu), B: mineraloid (bursztyn), C: biominerał (kalcyt w muszli łodzik).

Skały mają zróżnicowany skład mineralny. Mogą być zbudowane z kryształów tylko jednego minerału, wówczas wyróżniane są **skały monomineralne** (Rys. 23B) - np. składające się z kalcytu wapienie lub marmury. Jednak większość odmian skalnych to **skały polimineralne** (Rys. 23A), które składają się z większej ilości minerałów [42], [44].



Rysunek 23: A: skała polimineralna (granit zbudowany ze skałeni alkalicznych, plagioklazów, kwarcu i minerałów ciemnych), B: skała monomineralna (halityt zbudowany z halitu).



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 7: Skały monomineralne

Najwyższy udział skał monomineralnych występuje wśród skał osadowych pochodzenia chemicznego. Należą do nich zbudowane z kalcytu wapienie, krzemienie, czerty, rogowce, które budują minerały z grupy krzemionki oraz ewaporaty, składające się z halitu (Rys. 23B), gipsu lub anhydrytu. W obrębie skał ziarnistych znane są monomineralne odmiany piaskowców i zlepieńców węglanowych lub kwarcowych, gdzie w szkielecie ziarnowym oraz w spoiwie występuje ten sam minerał. W skałach magmowych, poza dunitami zdominowanymi przez oliwiny, odmiany monomineralne są rzadkie. Skład mineralny skał metamorficznych zależy od składu mineralnego protolitu, czyli skały macierzystej. Poddane metamorfizmowi skały monomineralne zbudowane z minerałów trwałych, tj. skały krzemionkowe lub wapienie, zachowują w neolitach swój monomineralny charakter (zob. [Minerały protolitów](#)).

Pomimo tak wielkiej różnorodności minerałów, tylko niewielka część z nich ma istotne znaczenie i występuje jako powszechny budulec Ziemi. Z ogólnej liczby minerałów ok. 100 jest podstawowym składnikiem skał i nazywane są one **minerałami skałotwórczymi**. W większości, w ich składzie występują najpowszechniejsze pierwiastki skorupy ziemskiej, do których zaliczane są: tlen, krzem, glin, żelazo, wapń, sód, potas i magnez.

Klasyfikacje minerałów bazują na składzie chemicznym oraz na typie budowy wewnętrznej. Według powszechnie stosowanej

klasyfikacji Nickela-Strunza ([Tabela 5](#)) minerały zostały podzielone na 9 głównych klas:

Tabela 5: Główne klasy minerałów.

I	Pierwiastki rodzime
II	Siarczki
III	Halogenki
IV	Tlenki i wodorotlenki
V	Azotany, węglany i borany
VI	Siarczany, chromiany, molibdeniany, wolframiany
VII	Fosforany, arseniany, wanadany
VIII	Krzemiany
IX	Związki organiczne



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 8: Identyfikacja minerałów w skałach

Ustalenie składu mineralnego to jedna z pierwszych i podstawowych czynności analitycznych, która pozwala na właściwe rozpoznanie skały. Identyfikacja minerałów oraz innych substancji budulcowych skał wymaga użycia specjalistycznego sprzętu oraz zaawansowanych metod badawczych. Opiera się na analizie składu chemicznego oraz budowy wewnętrznej. Jednak wiele z minerałów skałotwórczych można identyfikować makroskopowo, wykorzystując proste techniki analityczne. Badanie to opiera się głównie na ustaleniu cech fizycznych i przeprowadza się go przy użyciu podstawowego wyposażenia diagnostycznego, czyli szkła powiększającego i rylca. Skład chemiczny szacowany jest podczas rozpoznawania skał osadowych, wówczas do identyfikacji minerałów węglanowych stosuje się słaby roztwór kwasu solnego. Diagnostyka makroskopowa to proces krótkotrwały, który z pełnym powodzeniem realizowany jest w warunkach terenowych. Aby uzyskać wiarygodny wynik, oznaczenie minerału należy przeprowadzać na świeżej powierzchni minerału, którą uzyskuje się przez rozbicie próbki skalnej. Identyfikacja minerału będzie najbardziej miarodajna, jeśli podczas takiego badania zostanie pozyskany możliwie największy zespół cech diagnostycznych.

Skład chemiczny oraz wewnętrzna budowa kryształów wpływa na indywidualne parametry minerałów. Zbiór tych cech jest charakterystyczny i swoisty dla większości minerałów skałotwórczych. Identyfikacja tych cech, która w większości przypadków jest możliwa metodami makroskopowymi, pozwala na oznaczanie poszczególnych gatunków minerałów.

Do charakterystycznych cech zaliczane są:

- cechy optyczne, tj. barwa kryształów, rysa, przeźroczystość, połysk (zob. [Cechy optyczne minerałów](#)),
- własności fizyczne, tj. twardość, gęstość, łupliwość/przetam, pokrój kryształów (zob. [Właściwości fizyczne minerałów](#)).



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 9: Opisy minerałów

Opisy minerałów są znormalizowane. W części podstawowej, obok nazwy, podaje się specyfikację składu chemicznego, cech optycznych i fizycznych, tj. układ krystalograficzny, twardość, gęstość, barwa i rysa, pokrój kryształu, łupliwość, połysk, przezroczystość i formę skupień.

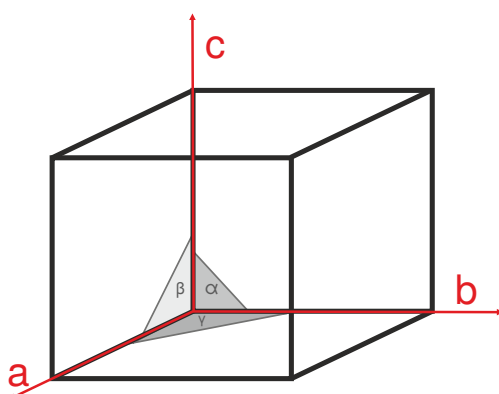
Budowa wewnętrzna i postać minerałów

Minerały występują w formie kryształów, co jest odzwierciedleniem regularności i ładu w ich budowie wewnętrznej na poziomie molekularnym [47].

Definicja 5: Kryształ

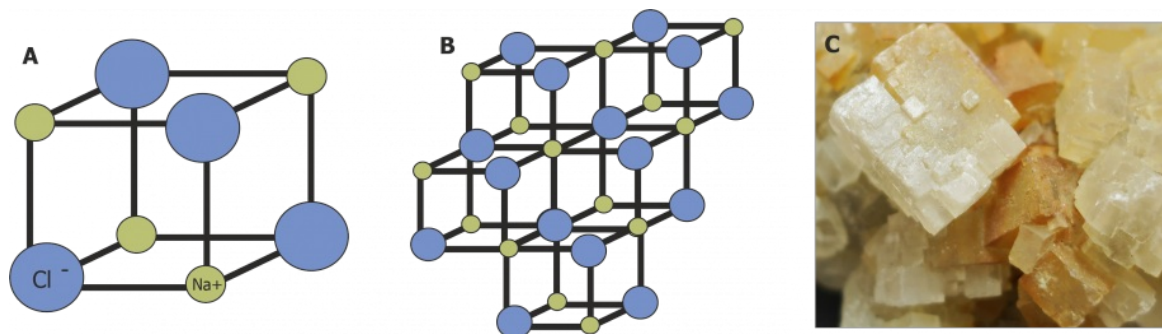
ciało stałe, o uporządkowanej strukturze, w którym cząsteczki, atomy oraz jony występują w ściśle określonym i powtarzalnym położeniu tworząc **sieć krystaliczną** (Rys. 25), [44].

Kryształ jest formą geometryczną występowania danego minerału, a podstawową jego jednostką jest **komórka elementarna** (Rys. 24, Rys. 25A). Jest to najmniejsza, powtarzalna część sieci krystalicznej. Ma kształt równoległościanu, w którym rozmieszczone są cząsteczki, atomy i jony. Każda komórka elementarna ma konkretną strukturę i stałą wielkość.



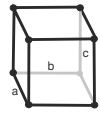
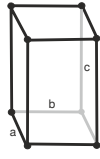
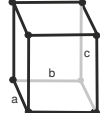
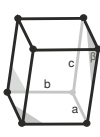
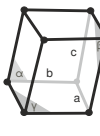
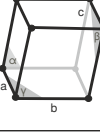
Rysunek 24: Model komórki elementarnej.

Zwielokrotnienie jednakowych komórek elementarnych, w 3 prostopadłych osiach przestrzennych, tworzy strukturę nazywaną **siecią krystaliczną** (Rys. 25B), która dzięki takiemu układowi jest strukturą symetryczną [44], [48].



Rysunek 25: A: komórka elementarna halitu (NaCl), B: model sieci krystalicznej halitu, C: kryształ halitu.

Elementami charakteryzującymi pojedynczą komórkę elementarną są długości jej boków (a, b, c) wpisane w układ 3 osi oraz kąty α , β , γ pomiędzy tymi osiami. Jednakowe komórki elementarne wypełniają przestrzeń ciała krystalicznego. W przyrodzie występuje 7 różnych typów takich komórek, które definiują **układy krystalograficzne** (Rys. 26), [40], [47], [48], [49], [50].

Układ	Jednostki osiowe	Kąty między osiami	Komórka elementarna
REGULARNY	$a = b = c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	
TETRAGONALNY	$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	
ROMBOWY	$a \neq b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	
JEDNOSKOŚNY	$a \neq b \neq c$	$\alpha = \gamma = 90^\circ$ $\beta \neq 90^\circ$	
TRÓJSKOŚNY	$a \neq b \neq c$	$\alpha \neq \beta \neq \gamma$ $\alpha, \beta, \gamma \neq 90^\circ$	
HEKSAGONALNY	$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = 90^\circ$ $\gamma = 120^\circ$	
TRYGONALNY (ROMBOEDRYCZNY)	$a = b \neq c$ ($a = b = c$)	$\alpha = \beta = 90^\circ$ $\gamma = 120^\circ$ ($\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$)	

Rysunek 26: Układy krystalograficzne.

Wyrazem budowy krystalicznej minerału jest jego postać zewnętrzna, czyli wytworzenie form wielościanów, ograniczonych płaskimi powierzchniami, które liczą odpowiednią ilość ścian, krawędzi i naroży (Rys. 25C). Forma ta jest powtarzalna i charakterystyczna dla danego minerału. Osiągana jest przy swobodnym wzroście kryształu. Wyznaczenie elementów zewnętrznych kryształu, czyli ścian, naroży i krawędzi oraz określenie osi symetrii pozwala na przyporządkowanie danego kryształu do właściwego układu krystalograficznego.

Odmiany polimorficzne (odmiany wielopostaciowe) to takie substancje, które mają identyczny skład chemiczny, ale różną strukturę. Każdy minerał będący odmianą polimorficzną ma inną postać krystalograficzną [40], [43], [46]. Przykładem takiej substancji jest związek o wzorze Al_2SiO_5 , który tworzy 3 odmiany: kyanit (układ trójskośny), andaluzyt (układ rombowy) i sillimanit (układ rombowy) (zob. [Andaluzyt](#), [kyanit](#), [sillimanit](#)) oraz zoisyt i klinozoisyt, będące krzemianami glinowo-wapniowymi (zob. [Minerały z grupy epidotu](#)). Każdy z tych minerałów ma inną strukturę, a więc i komórkę elementarną. Zmiany na poziomie struktury, powodują, że te minerały cechuje inny pokrój, kształt kryształów oraz barwa.

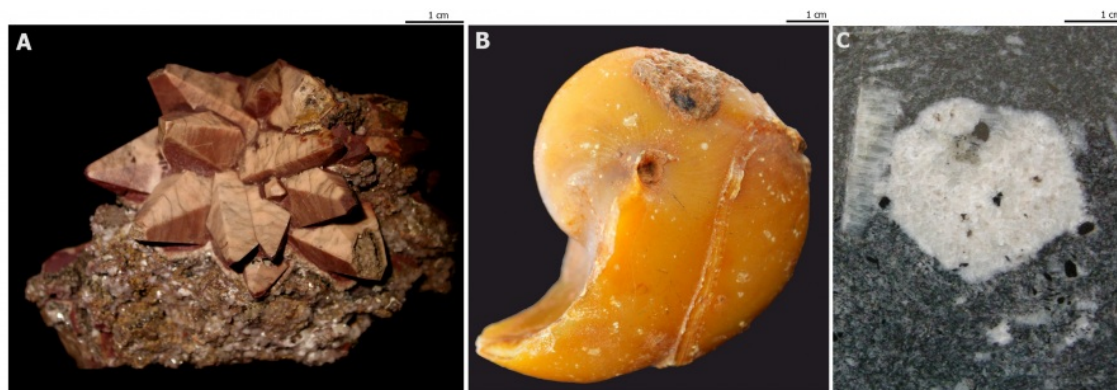
Wykształcenie określonej odmiany polimorficznej związane jest z warunkami temperaturowo-ciśnieniowymi panującymi podczas krystalizacji minerału. Odmiany polimorficzne zwykle wyróżniane są jako odrębne minerały np. minerały węgla: trygonalny kalcyt i rombowy aragonit lub siarczku żelaza: regularny piryt i rombowy markasyt. Rzadziej traktowane są jako odmiany jednego minerału np. minerały krzemionki SiO_2 występują jako heksagonalny kwarc α i trygonalny kwarc β (zob. [Kwarc](#)). Choć w przypadku minerałów z grupy krzemionki występują także inne polimorfozy (np. krystalobalit, trydymit, stiszowit, koezyt).

W obrębie minerałów zachodzą przemiany wiążące się ze zmianą ich struktury, jak i składu chemicznego.

Paramorfoza zachodzi w przypadku przekształcenia tylko struktury wewnętrznej kryształu, przy zachowaniu wyjściowego składu chemicznego oraz postaci zewnętrznej. Termin paramorfoza definiuje zarówno proces, jak i formę, czyli wypełnienie postaci

jednego minerału przez inną zastępującą go odmianę polimorficzną. Powszechnie w przyrodzie zachodzą paramorfozy aragonitu w kalcyt oraz kwarcu α w kwarc β (zob. [Kwarc](#)).

Pseudomorfoza to zastąpienie jednego minerału przez inny, o odmiennym składzie chemicznym (minerał wtórny) przy zachowaniu postaci zewnętrznej pierwotnego minerału ([Rys. 27](#)). Nowy minerał posiada inną strukturę wewnętrzną i skład chemiczny, ale formę zewnętrzną dziedziczy po mineralu pierwotnym [43]. Generalnie jest to zastąpienie substancji (jej składu chemicznego) z pozostawieniem formy. Powszechnymi pseudomorfozami są zastąpienia biominerałów w skamieniałościach, ponadto popularne są pseudomorfozy pirytu (FeS_2) po goetycie ($FeOOH$), gipsu ($CaSO_4 \times 2H_2O$) po kalcycie ($CaCO_3$) czy kalcytu ($CaCO_3$) po dolomicie $CaMg(CO_3)_2$.



Rysunek 27: Pseudomorfozy mineralne. A: pseudomorfoza dolomitu (po kalcycie), B: pseudomorfoza chalcedonu (po węglanie wapnia w muszli głowonoga wraz z wypełnieniem przestrzeni komór), C: pseudomorfoza albitu (po leucycie). A, B: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora ; C: fot. – archiwum aut.

Izomorfizm (równopostaciowość) to występowanie takich samych form krystalograficznych oraz postaci zewnętrznej u minerałów o zbliżonym składzie chemicznym [43], [49]. Minerale te mogą tworzyć ze sobą ciągi mieszane (szeregi izomorficzne będące tzw. roztworami stałymi) składające się z form pośrednich, powstających przez sukcesywne podstawianie w sieci krystalicznej określonych składników innymi [40]. Przykładem ciągu minerałów izomorficznych są plagioklasy o skrajnych odmianach: albit (sodowy) i anortyt (wapniowy) (zob. [Skalenie](#)), oliwiny o skrajnych odmianach forsteryt (magnezowy oliwin) - fajanit (żelazowy oliwin) (zob. [Oliwiny](#)) oraz epidoty i klinzoisyt (zob. [Minerały z grupy epidotu](#)).

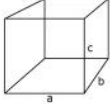
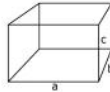
Pokrój minerałów i forma skupień

DEFINICJA

Definicja 6: Pokrój

ogólny zarys przestrzenny formy (kryształu) minerału.

Definiowany jest przez przyporządkowanie do 4 podstawowych typów geometrycznych ([Rys. 28](#)), które uwzględniają wymiary kryształów w 3 wzajemnie prostopadłych kierunkach: wysokości, szerokości i głębokości [43], [44], [48].

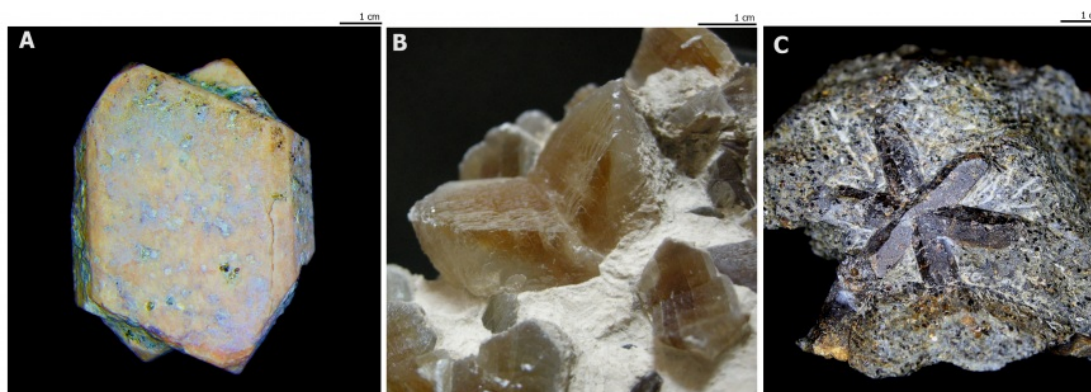
TYP POKROJU	WZORZEC	PRZYKŁAD
IZOMETRYCZNY $a \approx b \approx c$		 Halit
TABLICZKOWY $a \neq b \neq c$		 Gips
PŁYTKOWY $a \approx b < c$		 Biotyt
SŁUPKOWY $a \approx b < c$		 Gips

Rysunek 28: Pokroje minerałów.

Ze względu na istotne zróżnicowanie wymiarów, w obrębie niektórych podstawowych typów pokrojów wydzielane są odmiany. Wraz z rosnącą proporcją parametru wysokości kryształu do pozostałych parametrów, w pokroju słupowym wyróżnia się odmiany: pręcikową, igielkową i włóknistą. Gdy w pokroju płytkowym parametr wysokości kryształu jest istotnie niższy w stosunku do szerokości i głębokości wydziela się pokroje blaszkowy oraz łusczkowy. Odmianą pokroju tabliczkowego jest pokrój listewkowy, gdy jeden z wymiarów kryształu istotnie odbiega od pozostałych. Aby sprecyzować i uszczegółwić opis minerałów przy charakterystyce pokrojów stosuje się określenia długo-, krótko- (słupowy), cienko-, grubo- (tabliczkowy).

W skałach krystalicznych tylko część minerałów wykształcona jest w formie prawidłowych kryształów, których morfologia odpowiada wzorcowej ich postaci. Inne minerały w różnym stopniu nawiązują do prawidłowych form, dlatego przy opisach uwzględnia się stopień własności kształtu, czyli stopień automorfizmu (zob. [Struktury skał magmowych](#)).

Minerały dążą do wykształcenia samodzielnych i charakterystycznych kryształów dla danego gatunku. W wielu skałach pojedyncze kryształy (osobniki) łączą się ze sobą podczas wzrostu tworząc przerosty lub zbliżnienia ([Rys. 29](#)), [40]. **Zbliżnienia** występują wówczas, gdy połączenie wzajemne kryształów jest prawidłowe, czyli zgodne z kierunkami krystalograficznymi, w ułożeniu symetrycznym względem płaszczyzny lub prostej [43], [44]. Tworzone są przez osobniki tego samego minerału lub roztworu stałego (izomorfizm); mogą powstawać również w minerałach o podobnej sieci krystalicznej i składzie chemicznym (np. albit z ortoklazem). Zbliżnienie może dotyczyć dwóch kryształów (bliźniaki podwójne) lub wielu (bliźniaki wielokrotne) ([Rys. 29](#)). Powinowactwo do tworzenia zbliżeń jest cechą charakterystyczną części minerałów. Typ zbliżeń u poszczególnych rodzajów minerałów jest włączany w cechy charakterystyczne dla formy i ma znaczenie diagnostyczne.



Rysunek 29: Zbliżnienia mineralne. A: bliźniak karlsbardski (bliźniak podwójny) w ortoklazie, B: jaskółczy ogon (bliźniak podwójny) w gipsie, C: zbliżnienie penetracyjne (bliźniak pięciokrotny) w staurolicie. A, C: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora; B: fot. – archiwum aut.

Jeśli połączenie pomiędzy kryształami powstało wzdłuż przypadkowych powierzchni, nie odpowiadającym kierunkom krystalograficznym, powstają **zrosty**. Zrosty dotyczą połączeń różnych minerałów.

Skupienia minerałów

W przyrodzie minerały występują głównie w nagromadzeniach mineralnych, które nazywane są **skupieniami minerałów**.

Pojedyncze, swobodnie wzrosłe kryształy mineralne występują znacznie rzadziej. Skupienia mineralne tworzą się z wielu kryształów jednego rodzaju minerału (**skupienia jednorodne**) lub różnych minerałów (**skupienia niejednorodne**). Skupienia te przyjmują rozmaite formy, dla niektórych minerałów są one charakterystyczne i stanowią ważną cechę identyfikacyjną [44]. Bazując na kryterium wielkości, pokroju i ułożenia kryształów wydzielane są różne typy skupień mineralnych. Powszechnie stosowana klasyfikacja oparta jest o formę morfologiczną skupień. Do najczęściej występujących należą [47], [43], [48], [51]:

- skupienia szkieletowe – czyli skupienia nierównomiernie wzrastających drobnych kryształów, tworzących formy ażurowe (Rys. 30C). Agregaty drobnych kryształów tworzą delikatne, rozgałęziające się formy. Przykładem powszechnie spotykanym w naturze są dendryty manganowe lub gałązkowate lub drutowate formy metali rodzimych.
- skupienia krystaliczne – czyli grupy kryształów o częściowo prawidłowych kształtach, często zbliżonych (Rys. 30A, B). W ich obrębie wydziela się szereg odmian: względem kształtu kryształów (skupienia słupkowe, tabliczkowe i płytkowe), względem wielkości (od skryto- do wielokrystalicznych) lub względem geometrycznego rozmieszczenia kryształów (szczotki, wachlarzowe, promieniste). Często występującą formą są szczotki krystaliczne, które składają się z narosłych na wspólnym podłożu podobnie zorientowanych wydłużonych kryształów.
- skupienia ziarniste – są to nagromadzenia drobnych kryształów, które nie posiadają prawidłowych postaci zewnętrznych, zwykle poszczególne ziarna ściśle do siebie przylegają lub zazębiają się wzajemnie. Ze względu na wielkość ziarna wydziela się szereg odmian od drobno- do wielkoziarnistych.
- skupienia naciekowe lub formy kolomorficzne – są to zespoły bardzo drobnych kryształów, tworzących struktury o charakterze gładkich i lśniących powłok oblekających, określanymi jako struktura skorupowa (Rys. 30F). Powierzchnia takich powłok jest równa lub urozmaicona i wówczas występują na niej obte wybrzuszenia. Morfologia powierzchni nacieku jest podstawą podziału struktur naciekowych urzeźbionych na groniaste, nerkowe i kuliste. Do struktur naciekowych zaliczane są również wapienne skupienia powstałe w jaskiniach, tj. stalaktyty, stalagmity i stalagnaty. Takie formy tworzą się także przez wytrącanie z roztworów hydrotermalnych o niskich temperaturach, mających charakter żeli.
- konkrety – są to powstające ośrodkowo nagromadzenia mineralne, o obłej formie zewnętrznej (Rys. 30D, E). Mogą mieć strukturę współśrodkowo-warstwową lub promienistą, powstają w ośrodku skalnym lub jako formy swobodnie np. ooidy.
- sekrety – to powstające dośrodkowo nagromadzenia mineralne, które wypełniają częściowo lub całkowicie pustki w ośrodku skalnym.



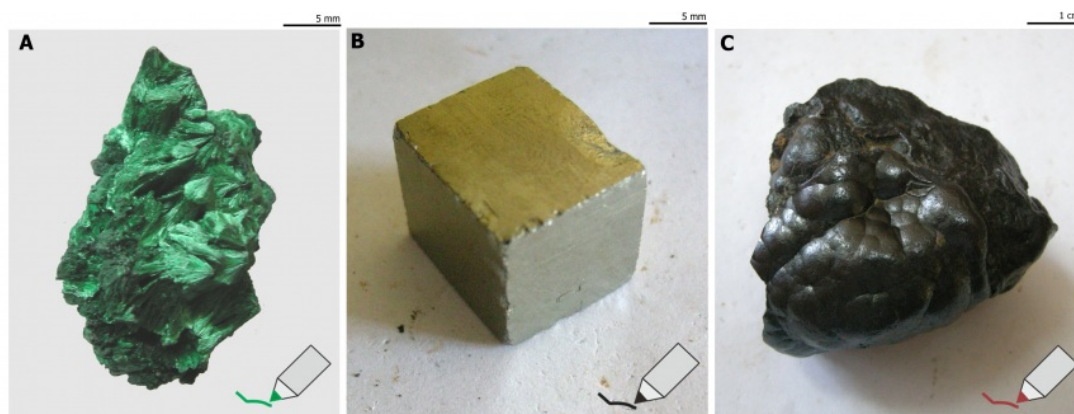
Rysunek 30: Skupienia mineralne. A: krystaliczne galeny, B: krystaliczne kalcytu, C: szkieletowe manganu (dendryty), D: konkretyjne pirytu, E: konkretyjne chalcedonu, F: naciekowe markasytu. A: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora ; B-F: fot. – archiwum aut.

Cechy optyczne minerałów

Minerały występują w różnym zabarwieniu, które wynika ze stopnia absorpcji lub odbicia przez kryształ minerału widma światła

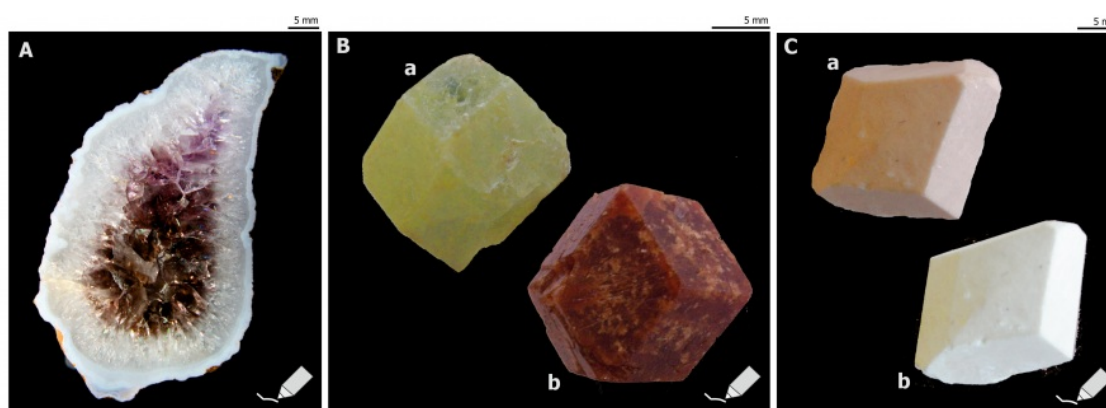
białego. Ze względu na barwę wyróżniane są [40], [47]:

- **minerały barwne (idiochromatyczne)** (Rys. 31), to takie które posiadają barwy własne np. glaukonit, malachit, węgiel, hematyt. Barwa jest cechą diagnostyczną i stałą dla takich minerałów, czyli kryształy danego minerału będą występować zawsze w określonej barwie, przy czym poszczególne osobniki mogą występować w różnych jej odcieniach.



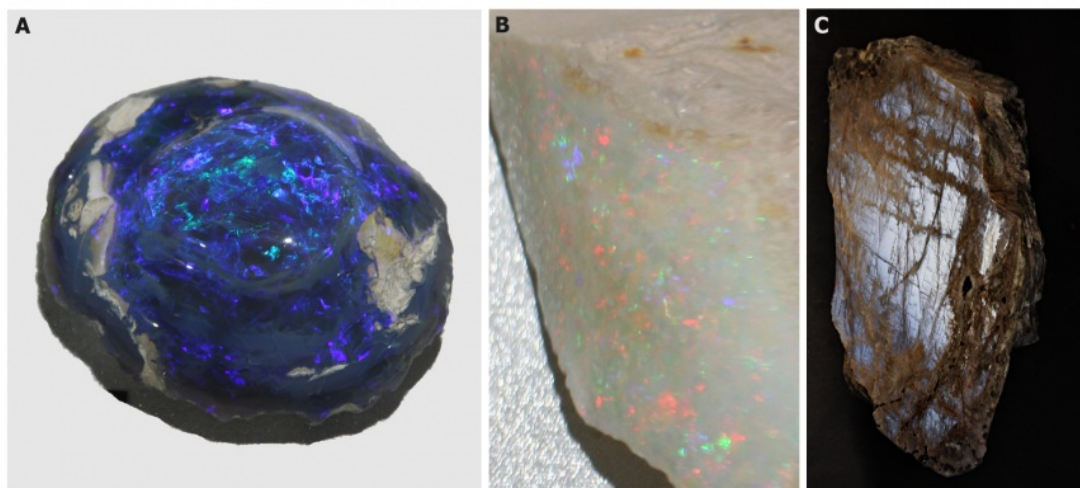
Rysunek 31: Minerały barwne. A: malachit, B: piryt, C: hematyt. Kolor kredki wskazuje kolor rysy.

- **minerały bezbarwne (achromatyczne)**, to takie minerały, których kryształy nie mają charakterystycznej dla siebie barwy i są przezroczyste. W przypadku obecności w kryształach minerałów defektów w strukturze krystalicznej lub domieszek związków chemicznych minerały achromatyczne mogą występować w odmianach barwnych, wówczas będą zaliczane do minerałów zabarwionych (**allochromatycznych**) (Rys. 32). Przykładem takiego minerału jest kwarc, który w przezroczystych kryształach bez inkluzji (wrostków innych minerałów lub substancji), zwanych kryształem górskim jest bezbarwny, ale występuje też w wielu kolorystycznych odmianach, przykładowo żółtej - cytrynu, różowej, fioletowej - ametystu, czerwonej - krwawnika, czarnej - morionu (zob. Kwarc).



Rysunek 32: Minerały zabarwione. A: kwarc w odmianach kryształu górskiego, ametystu oraz cytrynu, B: granaty: a - hessonit, b - almandyn, C: skalenie: a - ortoklaz, b - albit. Kolor kredki wskazuje kolor rysy. A: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora ; B, C: fot. - archiwum aut.

Niektóre z minerałów cechuje anizotropia barwy, czyli zmienność barwy w zależności od kierunku obserwacji, nazywana **pleochroizmem**, czyli wielobarwnością (Rys. 33), [43], [48], [52], [53]. Zjawisko to występuje u berylu, który wykazuje zabarwienie niebieskie lub zielone w tym samym kryształcie lub tanzanitu, który może być purpurowy, niebieski, a nawet fioletowy. Gdy gama wielobarwności nawiązuje kolorystyką do barw tęczy, wyróżniana jest odmiana pleochroizmu, nazwana **iryzacją**. W minerałach silnie pleochroicznych zmiana barwy jest widoczna nawet przy niewielkiej zmianie kąta oświetlenia.



Rysunek 33: Pleochroizm (iryzacja) w: A, B: opalu, C: adularze. Fot. Marek Łodziński. Wykorzystano za zgodą autora.

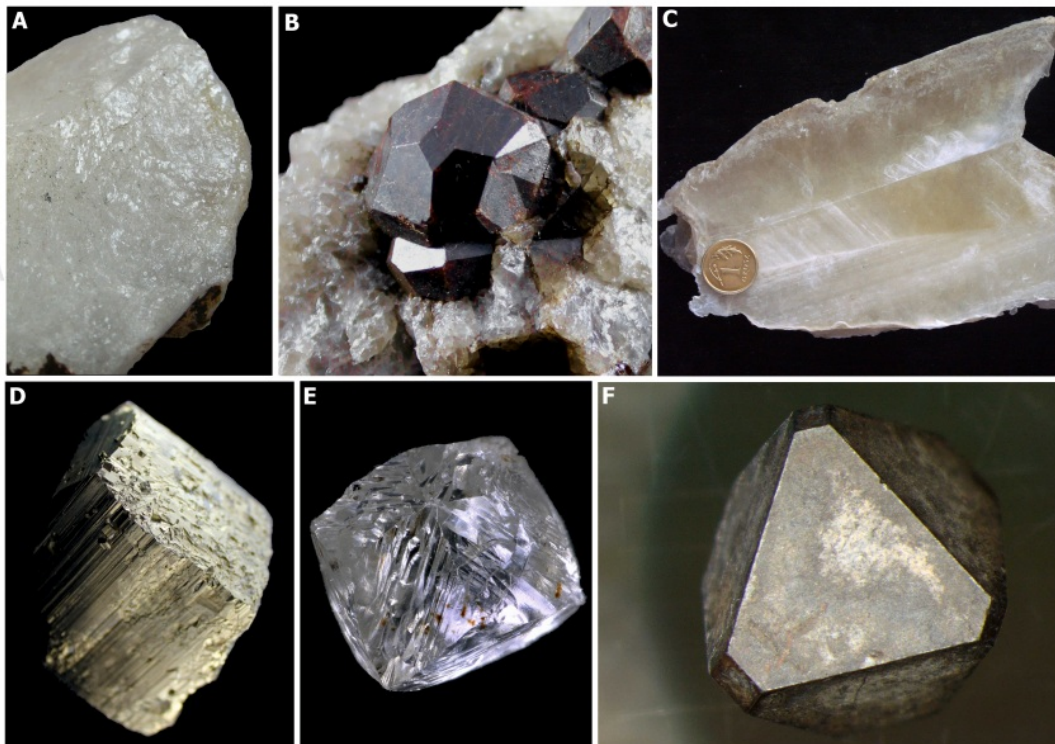
Minerały barwne od zabarwionych można odróżnić za pomocą **rysy**, czyli barwy sproszkowanego minerału [43]. Rysa biała lub szara jest charakterystyczna dla wszystkich białych oraz achromatycznych, w tym allochromatycznych minerałów [44]. W minerałach chromatycznych rysa może być barwna, jej kolor z reguły pokrywa się z barwą minerału (np. siarka posiada rysę żółtą, azuryt - rysę niebieską, malachit - rysę zieloną), ale znane są również minerały, których rysa ma inne zabarwienie niż barwa makroskopowo widocznego minerału. Takie zjawisko dotyczy pirytu, który jest barwy mosiężnej, a rysa jego jest czarna, czy czarno-szarego hematytu posiadającego rysę bordową.

Cechą niektórych minerałów jest **przeźroczystość** (transparentność, przezierność), czyli przepuszczanie promieni światła przez kryształ [47]. Zwykle, w minerałach allochromatycznych lub w minerałach achromatycznych, których kryształy posiadają defekty strukturalne lub inkluzje, przepuszczalność ulega ograniczeniu. Dla celów opisowych stosowane są następujące stopnie transparentności: przeźroczysty, półprzezroczysty, przeświecający i nieprzeźroczysty.

Kolejną cechą typową dla minerałów jest **połysk**, czyli rodzaj odbijania światła od powierzchni kryształu minerału (Rys. 34). Wynika on ze współczynnika obicia światła minerału oraz od jego absorpcji [47]. Przy opisach minerałów określa się siłę połysku stosując 3 klasy (mocny, średni i słaby) oraz jego jakość wyróżniając następujące typy (Tabela 6), [43], [44]:

Tabela 6: Typy połysków minerałów.

TYP POŁYSKU	ODPOWIEDNIK	PRZYKŁAD MINERAŁU/SUBSTANCJI MINERALNEJ
SZKLISTY (ZWYCZAJNY)	połysk czystej powierzchni szyby	skaleń, oliwin, apatyt, korund, kalcyt, halit
TŁUSTY (WOSKOWY)	połysk natłuszczonej powierzchni	kwarc na powierzchni przełamu, siarka rodzima, bursztyn, opal, turkus
DIAMENTOWY	połysk powierzchni brylantu	cyrkon, diament, sfaleryt, topaz, cerusyt
PERŁOWY	połysk wewnętrznej części muszli małży	gips, muskowit, talk, baryt
JEDWABISTY	połysk jedwabiu	azbest, chryzotyl, gips włóknisty
METALICZNY (W TYM PÓLMETALICZNY)	połysk polerowanej powierzchni metalu	galena, chalkopiryt, magnetyt, miedź rodzima, złoto rodzime
MATOWY	brak połysku	piroluzyt, minerały ilaste, boracyt, psylomelan (tzw. dendryty manganowe)



Rysunek 34: Typy połysków. A: tłusty w kwarcu, B: szklisty w granacie, C: perłowy w gipsie, D: metaliczny w pirycie, E: diamentowy w diamentach, F: brak połysku w hematycie. A, C: fot. – archiwum aut.; B, D, E, F: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Minerały mogą wykazywać różne typy połysku na zewnętrznych powierzchniach kryształów oraz na wewnętrznych powierzchniach przełamu lub tępkości. Popularnie występujący w przyrodzie kwarc charakteryzuje połysk szklisty na ścianach kryształu, natomiast tłusty na powierzchniach wewnętrznych. Poszczególne formy tego samego minerału mogą mieć różne połyski. Przykładem takim jest malachit, który w skupieniach zbitych, groniastych jest matowy lub jedwabisty, kiedy jednak występuje w postaci własnokształtnych kryształów wykazuje połysk szklisty.

Właściwości fizyczne minerałów

Twierdź

Jedną z cech diagnostycznych minerałów jest ich **twierdź**, czyli odporność na zarysowanie wywołane przyłożeniem siły zewnętrznej do powierzchni kryształu [40], [47], [43], [49]. Parametr ten określony jest w oparciu przyrównanie do wzorcowych minerałów wskazanych w **skali Mohsa** (Tabela 7). Jest to 10-stopniowa skala, składająca się z sekwencji minerałów o rosnącej twierdży.

Tabela 7: Skala Mohsa.

STOPIEŃ TWIERDŻY	MINERAŁ WZORCOWY
1	TALK
2	GIPS
3	KALCYT
4	FLUORYT
5	APATYT
6	ORTOKLAZ
7	KWARC
8	TOPAZ
9	KORUND
10	DIAMENT

Identyfikacja twierdży odbywa się przez tzw. zarysowanie powierzchni badanego minerału, czyli przeciągnięcie pod naciskiem

narożem minerału wzorcowego. Minerale o wyższej twardości będą zarysowywały, czyli nacinały, powierzchnię minerału o niższej twardości, a minerale o niższej twardości będą ulegały sproszkowaniu na powierzchni minerału o wyższej twardości. Minerale o takiej samej twardości będą wzajemnie zarysowywały swoje powierzchnie i uzyskanie takiego efektu jest podstawą do oszacowania twardości. Podaje się ją z dokładnością do pół stopnia. Minerale wzorcowe mogą być zastępowane przez ekwiwalenty [40]. W warunkach terenowych, gdzie wykonanie powyższych czynności z wykorzystaniem standardowej skali Mohsa jest kłopotliwe, twardość minerałów jest szacowana stosując założenie, że minerale twardości 1 i 2 zostaną zarysowane paznokciem, minerale twardości 3 drutem miedzianym (lub monetą miedzianą), minerale o twardości 4 i 5 ulegną zarysowaniu stalą (np. szczyrykiem) oraz szkłem, a minerale o wyższych wartościach będą rysowały szkło.



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 10: Twardość minerału

Twardość minerału zależy od jego struktury i rodzaju wiązań atomowych tworzących sieć krystaliczną. Kryształy składające się z dużych elementów strukturalnych, połączonych słabymi wiązaniami, wykazują niższe twardości w stosunku do kryształów zbudowanych z małych, gęsto rozmieszczonych elementów. W warunkach laboratoryjnych stosowane są różne precyzyjne metody badania twardości. Pomimo dostępności zaawansowanych metod, stosowanie skali Mohsa jest wciąż praktykowane. Choć jest to skala względna, to jej wykorzystanie jest proste, wygodne i głęboko wrosło w tradycję badań geologicznych. Minerale o twardości wyższej niż kwarc nie są powszechne w przyrodzie, dlatego w praktyce terenowej skalę Mohsa stosuje się głównie do 7 stopnia. Jedną z cech diagnostycznych minerałów jest tzw. tłustość w dotyku, czyli odczucie śliskości przy pocieraniu palcami o skalę. Odczucie to jest przyrównywane do rozcierania suchej kostki mydła lub mąki kartoflanej. Powstaje ono w wyniku wypełnienia przestrzeni pomiędzy liniami papilarnymi sproszkowanymi minerałami o bardzo niskich twardościach. Cecha ta wyróżnia np. talk, grafit, minerale ilaste, czyli takie, których twardość jest niższa niż 2 stopnie w skali Mohsa.

Łupliwość i przełam

Ważną cechą diagnostyczną minerałów jest sposób jego podziału na mniejsze części pod wpływem uderzenia.

DEFINICJA

Definicja 7: Łupliwość

zjawisko pękania minerału pod wpływem uderzenia wzdłuż tych samych kierunków na części ograniczone płaskimi powierzchniami (Rys. 35A), zwane **płaszczyznami łupliwości** [40], [47], [43], [49], [44]. Minerale mogą wykazywać łupliwość w jednym kierunku lub w wielu kierunkach.

Liczba kierunków spękań oraz ich przestrzenny układ jest cechą stałą i indywidualną minerałów i nie zależy od kierunku uderzenia. Przy opisie łupliwości uwzględniana jest liczba kierunków spękań, kąt pomiędzy nimi oraz stopień wyrazistości łupliwości, który zwykle określany jest jako doskonały, dobry, wyraźny oraz niewyraźny. W sytuacjach, gdy pod wpływem nacisku następuje niewyraźny podział wzdłuż mniej więcej płaskich powierzchni przebiegający tylko przez część minerału wyróżnia się **oddzielność**.

Łupliwości nie wykazują mineraloidy oraz niektóre minerale, wówczas taka cecha nazywana jest przełame.

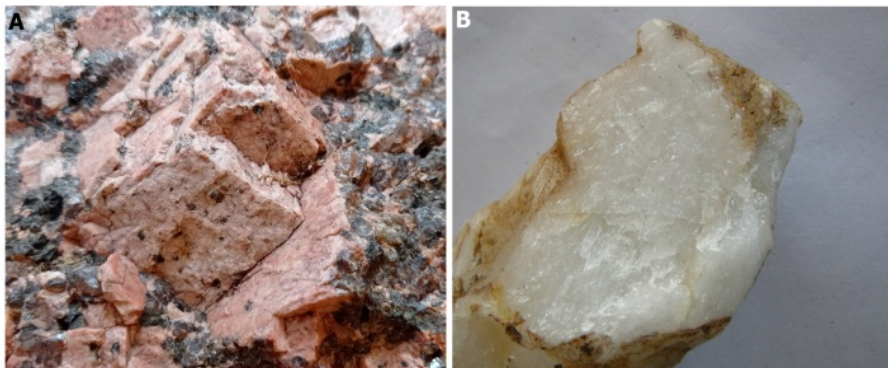
DEFINICJA

Definicja 8: Przełam

zjawisko podziału minerału pod wpływem uderzenia wzdłuż przypadkowych i nierównych powierzchni (Rys. 35B), [40], [47], [43].

Ze względu na charakter powierzchni wyróżniane są przełamy: równy, gdy powierzchnie są zbliżone do płaskich oraz nierówny, który może mieć zróżnicowaną fakturę i występuje w odmianach:

- ziemistym, z obytymi nierównościami,
- haczykowatym, z wydłużonymi, ostrymi wypustkami,
- zadziorowatym, z licznymi i drobnymi wyrostkami,
- muszlowym, z łukowato wygiętymi pręgami,
- włóknistym, z gęstą siecią pręg.



Rysunek 35: A: łupliwość trójkierunkowa w kryształach ortoklazu, B: powierzchnia przełamu w kryształach kwarcu β.

Inne cechy fizyczne

Kolejną indywidualną cechą minerałów jest **gęstość** [47], czyli stosunek masy do objętości. W minerałach parametr ten jest zróżnicowany i wynosi od $0,9 \text{ g/cm}^3$ dla lodu do $22,5 \text{ g/cm}^3$ dla osmu rodzimego. Za minerały ciężkie uważane są minerały o gęstości równej lub powyżej $2,9 \text{ g/cm}^3$, czyli takie, których gęstość jest wyższa od popularnych minerałów skałotwórczych, tj. kwarc ($2,65 \text{ g/cm}^3$), skalenie ($2,56\text{--}2,76 \text{ g/cm}^3$), a za minerały o gęstości niższej lub równej $2,76 \text{ g/cm}^3$ za bardzo lekkie. Przy opisach cech fizycznych minerałów, poza standardowymi, uwzględnia się również cechy specyficzne. Są to cechy, które występują tylko u niektórych minerałów, najczęściej są to: zapach, smak, kowalność, plastyczność, sprężystość, promieniotwórczość, magnetyzm, przewodnictwo, rozpuszczalność [40], [47], [44].



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 11: Minerały ciężkie

Większość minerałów akcesorycznych to minerały ciężkie. Zawierają one pierwiastki, które najczęściej nie tworzą swoich własnych minerałów (np. metale ziem rzadkich, pierwiastki grupy platyny). Badanie takich minerałów pozwala na ustalenie z jakiego środowiska pochodzą te minerały, w jakich procesach powstały i jaką ewolucję przeszły.

Tektonika płyt litosferycznych

Założenia teorii tektoniki płyt

Teoria tektoniki płyt opiera się na koncepcji dryfu kontynentalnego, idei przedstawionej przez Alfreda Wegenera na początku XX wieku (zob. [Przesłanki i dowody historyczne teorii tektoniki płyt](#)). Społeczność geologów przyjęła tę teorię kilkadziesiąt lat później, dopiero po rozpoznaniu budowy i genezy dna oceanów, a praca Wegenera została wydana w języku angielskim [54].

Litosfera (zob. [Geosfery](#)), która jest sztywną zewnętrzną powłoką Ziemi, obejmującą skorupę i część górnego płaszczka, jest podzielona na płyty tektoniczne. Płyty te zwane są **plytami litosfery**; używa się też nazwy kry litosfery [18], [5]. Ich grubości wynoszą około 120 km, osiągając maksymalnie 200 km [55], [7], [22].

Wyróżnia się siedem głównych płyt [56], [12], [57], są to płyty ([Rys. 36](#)):

- eurazjatycka,
- północnoamerykańska,

- południowoamerykańska,
- pacyficzna,
- afrykańska,
- antarktyczna,
- australijska, zwana też australijsko-indyjską,

oraz szereg mniejszych, z których najbardziej znane są:

- arabska,
- filipińska,
- Juan de Fuca,
- karaibska,
- kokosowa (Cocos),
- Skotia.



Rysunek 36: Główne płyty litosferyczne Ziemi.

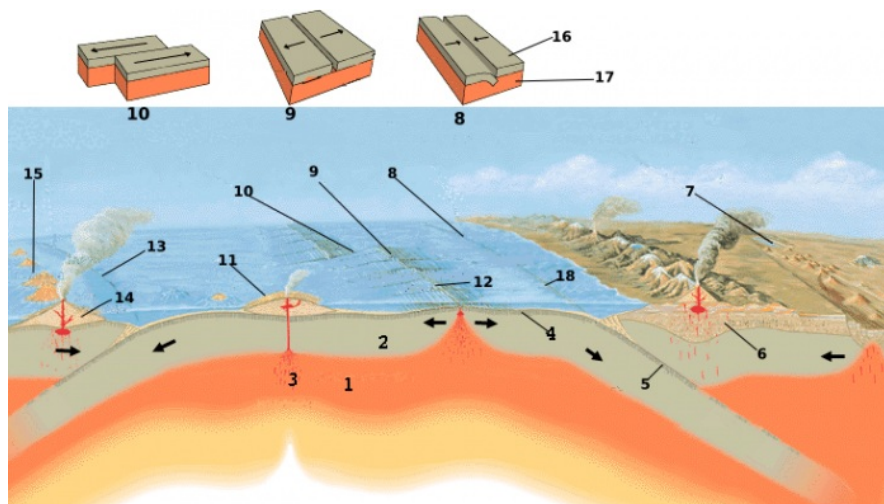
W skład głównych płyt Ziemi wchodzi zarówno skorupa kontynentalna (zob. [Skorupa kontynentalna](#)), jak i skorupa oceaniczna (zob. [Skorupa oceaniczna](#)). Przykładowo, w skład płyty eurazjatyckiej wchodzi większa część kontynentu eurazjatyckiego, jak też przyległe fragmenty oceanów, w tym Oceanu Atlantyckiego pomiędzy Europą a grzbietem śródatlantyckim; płyta afrykańska obejmuje kontynent i części dna Oceanu Atlantyckiego i Indyjskiego. Często spotykanym błędem jest używanie terminu płyta oceaniczna dla oceanu Atlantyckiego, Indyjskiego, czy większości Pacyfiku (w skład płyty pacyficzej wchodzi skorupa oceaniczna Pacyfiku, ale również fragment skorupy kontynentalnej Ameryki Północnej). Nie należy również używać terminu płyta kontynentalna w odniesieniu do Eurazji, Afryki, czy obu Ameryk.

Płyty litosfery poruszają się, ponieważ litosfera Ziemi ma większą wytrzymałość mechaniczną niż znajdująca się pod nią astenosfera (zob. [Geosfery](#)). Prędkość tego ruchu waha się do ponad 170 mm rocznie.

Granice płyt litosfery charakteryzują się występowaniem trzęsień ziemi, aktywnością wulkaniczną, górotwórczą oraz występowaniem ryftów i rowów oceanicznych [55], [58]. Względny ruch płyt określa typ granicy i wyróżnia się:

- **granice zbieżną (konwergentną)** jest tam, gdzie płyty zbliżają się (zob. [Typy granic konwergentnych](#)),
- **granice rozbieżną (dywergentną)** tam gdzie płyty rozchodzą się (zob. [Granice dywergentne](#)),
- **granice transformującą** tam, gdzie płyty przesuwają się równolegle względem siebie (zob. [Granice transformujące](#)).

Na [Rys. 37](#) zaznaczono następujące elementy tektoniczne: 1-Astenosfera; 2-Litosfera; 3-Plama gorąca; 4-Skorupa oceaniczna; 5-Subdukująca płyta; 6-Skorupa kontynentalna; 7-Dolina ryftowa (młoda granica płyt); 8-Zbieżna granica płyt; 9-Rozbieżna granica płyt; 10-Uskok transformujący; 11-Wulkan tarczowy; 12-Grzbiet śródoceaniczny; 13-Zbieżna granica płyt; 14-Stratowulkan; 15-Łuk wyspowy; 16-Płyta litosfery; 17-Astenosfera; 18-Rów oceaniczny (element zbieżnej granicy płyt).



Rysunek 37: Granice płyt tektonicznych (1-18 objaśnione w tekście). USGS/USGov, modified by Eurico Zimbres, Tectonic plate boundaries2.png, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#).

Przestanki i dowody historyczne teorii tektoniki płyt

Teoria tektoniki płyt opiera się na idei dryfu kontynentalnego, zaproponowanej ponad 100 lat temu przez wybitnego uczonego niemieckiego Alfreda Wegenera. Model Wegenera [54] zakładał ruch kontynentów i istnienie 300 mln lat temu (w karbonie) superkontynentu Pangea. Superkontynent ten rozpadł się, w wyniku czego powstawały nowe kontynenty prowadząc do współczesnej konfiguracji litosfery Ziemi. Rys. 38 przedstawia Pangeę wg współczesnych poglądów [59]. Południowa część Pangei to Gondwana, zaś północna to Laurazja. Na tle zasięgu superkontynentu kolorem niebieskim zaznaczono zarysy współczesnych kontynentów. Krzyżyki na mapie to przecięcia linii współczesnej długości i szerokości geograficznej rozmieszczone co 5° . Umożliwia to czytelnikowi zlokalizowanie obiektu przedstawionego na mapie (zob. [Modele ruchu płyt litosferycznych](#)).

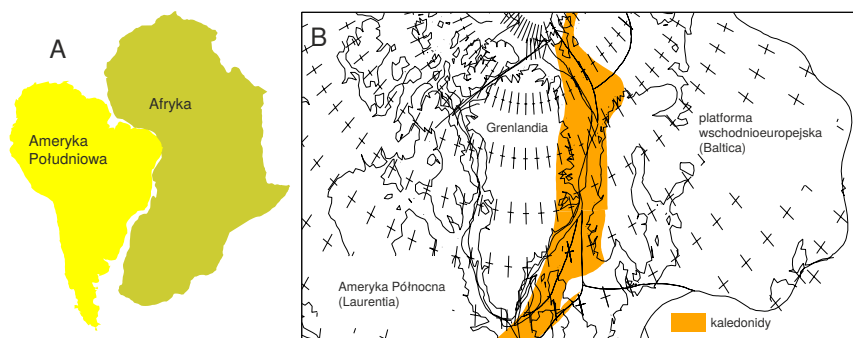


Rysunek 38: Późnopaleozoiczny superkontynent Pangea.

Najważniejszymi dowodami Wegenera na dryft kontynentów były:

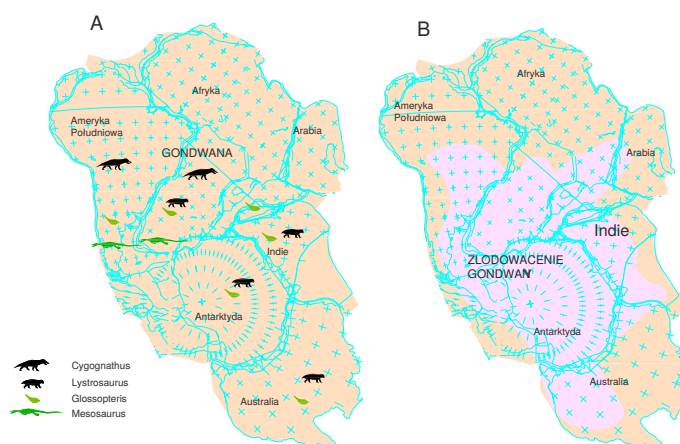
- przystające brzegi kontynentów, zwłaszcza wokół Południowego Atlantyku,
- podobieństwa struktur geologicznych po przeciwnych stronach oceanów,
- dane paleontologiczne, czyli rozmieszczenie skamieniałości,
- dane paleoklimatyczne.

Podobieństwo w przebiegu pewnych odcinków linii brzegowych we współczesnych kontynentach było jednym z koronnych dowodów Wegenera. Zbieżność przebiegu linii brzegowych (zwana przystawianiem) szczególnie widoczna jest wzdłuż wschodniej granicy Ameryki Południowej i zachodniej Afryki (Rys. 39A). Podobieństwo zaznacza się tylko w ogólnym zarysie linii brzegowej. Nie jest ono całkiem dokładne, gdyż zmiany, które nastąpiły po rozpadzie superkontynentu przemodelowały strefy brzegowe [60]. Przykładem struktur geologicznych, pierwotnie jednolitych a zerwanym w wyniku procesów geotektonicznych, są kaledonidy (Rys. 39B). Znajdują się obecnie po przeciwnych stronach oceanu w strefach brzegowych różnych kontynentów. Część ich znajduje się w Norwegii, w płycie eurazjatyckiej, a część na Grenlandii, w płycie północnoamerykańskiej. Góry te powstały w paleozoiku w wyniku orogenezy kaledońskiej [61].



Rysunek 39: A: przystawanie brzegów Ameryki Południowej i Afryki, B: kaledonidy płyty eurazjatyckiej i północnoamerykańskiej.

Badania paleontologiczne wskazują na występowanie tych samych taksonów zwierząt i roślin lądowych na różnych kontynentach. Obszary tego występowania są obecnie znacznie oddalone od siebie i rozdzielone przez obszary oceaniczne. Najczęściej przytaczanymi przykładami są zasięgi gadów z rodzajów *Cygognathus*, *Listrosaurus* i *Mesosaurus* oraz drzewiastej paproci *Glossopteris* (Rys. 40A). Skamieniałości te są dowodem na obecność organizmów na obszarach należących współcześnie do Ameryki Południowej, Afryki, Antarktydy i Australii, a więc na kontynentach wchodzących niegdyś w skład Gondwany [62].



Rysunek 40: A: występowanie wybranych skamieniałości Gondwany, B: zasięg lądolodu Gondwany.

Badania paleoklimatyczne zajmują się odtworzeniem warunków i zmian klimatycznych w przeszłych epokach geologicznych. Przy badaniach paleozlodowaceń, a zwłaszcza przy ustaleniu granic lądolodów, wykorzystuje się kopalne moreny zwane tillitami. Tillity posłużyły do określenia zasięgu lądolodu Gondwany, który w późnym paleozoiku pokrył obszary południowej części superkontynentu (Rys. 40B). Współcześnie tillity gondwańskie znajdują się na odrębnych kontynentach, między innymi występują na znacznych obszarach w Ameryce Południowej i Afryce, w rejonach które występują w tropikalnej strefie klimatycznej. W późnym paleozoiku obszary te położone były blisko bieguna południowego [63], [59].

Przełamanie i dowody aktualne teorii tektoniki płyt

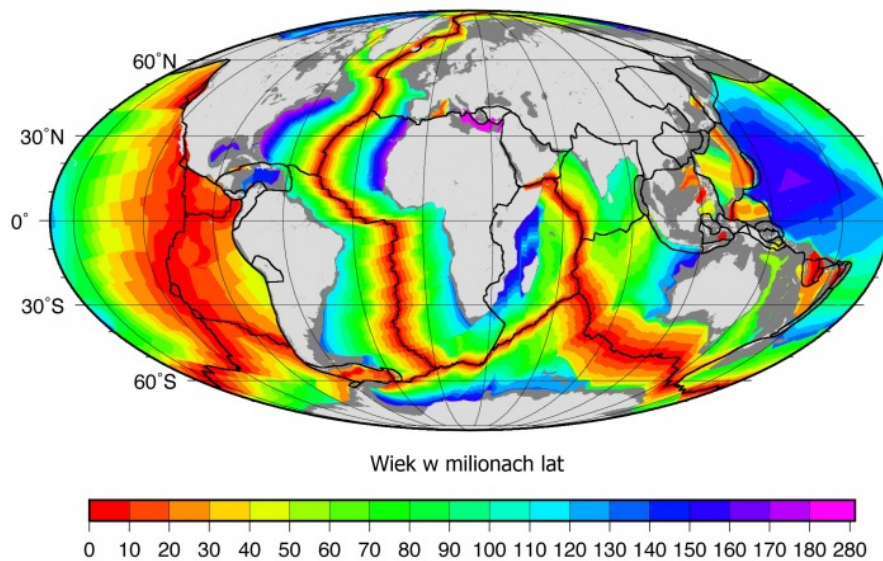
Model dryfu kontynentalnego, zaproponowany przez Alfreda Wegenera (zob. [Przełamanie i dowody historyczne teorii tektoniki płyt](#)) [54], spotkał się z krytyką ze strony konserwatywnych geologów [64], którzy zakładali, że kontynenty nie zmieniają swego położenia. Nowe dowody potwierdzające słuszność modelu Wegenera pojawiły się w połowie XX wieku. Były to:

- anomalie magnetyczne i wiek den oceanów,
- nadbudowa skorupy oceanicznej wzdłuż grzbietów śródoceanicznych,
- interferometria VLBI,
- rejestracja ruchu płyt urządzeniami GPS,
- geofizyczny obraz stref subdukcji,
- tomografia sejsmiczna.

Jedne z pierwszych dowodów, które wykorzystano dla wsparcia teorii ruchu płyt litosferycznych, pochodziły z badań paleomagnetizmu i określenia wieku skał skorupy oceanicznej.

Skorupa oceaniczna sukcesywnie tworzy się w strefach grzbietów śródoceanicznych, znajdujących się w centralnych częściach oceanów. Następuje to na skutek dopływu lawy bazaltowej z wnętrza Ziemi. Skorupa oceaniczna zbudowana jest z sukcesji skał od współczesnych do jurajskich, przy czym skały najmłodsze budują dna oceaniczne stref grzbietowych (zwykle centralną część dna oceanicznego), natomiast najstarsze skały tworzą strefy peryferyczne (Rys. 41). Sekwencja skał wulkanicznych układa się w

formie pasów w uporządkowaniu mniej więcej równoległym wzdłuż grzbietów oceanicznych, a jej obraz symetrycznie przystaje po obu stronach grzbietu. Dna współczesnych oceanów formowały się przez mezozoik (od około 200 mln lat w przypadku Pacyfiku i 170 mln lat w przypadku Atlantyku) i kenozoik [65], [66].

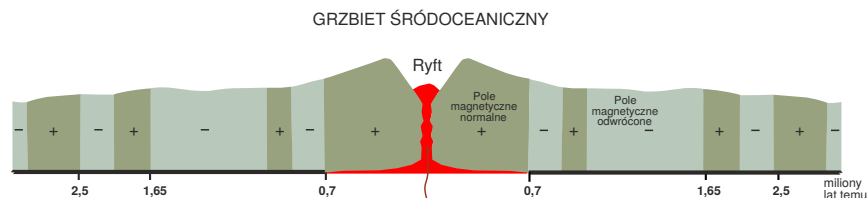


Rysunek 41: Wiek skorupy oceanicznej. R. D. Muller et al., Age of oceanic lithosphere.png, licencja CC BY 3.0, źródło: Wikimedia Commons [66].

Bieguny magnetyczne co pewien czas zmieniają swoje położenie na odwrotne (zob. [Pole magnetyczne Ziemi](#)). Układ odwrotny nazywany jest **magnetyczną rewersją biegunową**. Odwrócenia te widoczne są w skałach różnego wieku, zostały zaobserwowane zarówno w skałach wulkanicznych lądowych, jak i w bazaltowych skałach wulkanicznych, które budują dna oceanów [67], [68]. W Polsce można odwrócenie to zaobserwować w intruzji andezytowej na Górze Wżar w Górcach [69].

Lawa podczas krystalizacji zapisuje aktualny zapis pola magnetycznego (Rys. 42), [70], [55], [7].

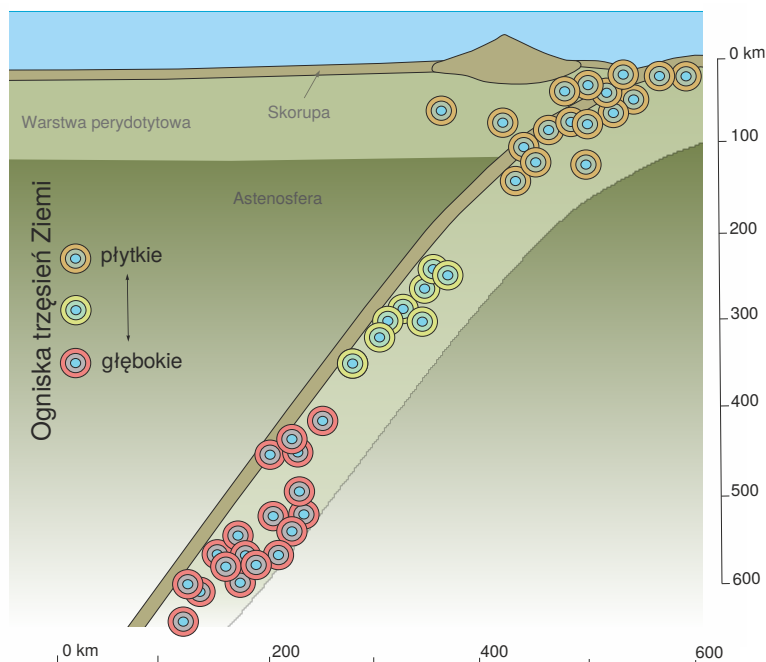
Symetryczne pasy bazaltowe oceanów rejestrują normalne i odwrócone pole magnetyczne, układając się symetrycznie wzdłuż grzbietów oraz wykazując bezpośrednią korelację z rozkładem wiekowym skał den oceanicznych (Rys. 41), [66].



Rysunek 42: Symetryczne rozmieszczenie pasów bazaltowych rejestrujących anomalie magnetyczne powstałe w ciągu ostatnich kilku milionów lat. Najmłodsze skały znajdują się w centrum.

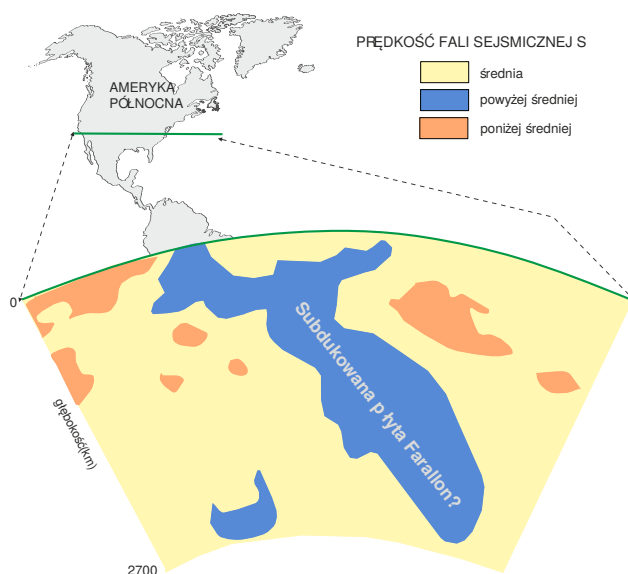
Pod koniec lat 50. i na początku lat 60. ubiegłego wieku rozrost oceanów był dobrze udokumentowany, natomiast dowody wskazujące na ich konsumpcję wydawały się trochę słabsze. Skłaniało to niektórych badaczy do stworzenia modelu, zwanego modelem ekspansji Ziemi, zakładającego nieustanny rozrost oceanów, przy braku ich zamykania. Hipoteza ta zakłada sukcesywne zwiększanie się promienia Ziemi przez rozrost oceanów [71], [72]. Została ona podważona przez interpretację obserwacji bezpośredniego ruchu płyt litosfery. Dane dostarczone przez sieć radioteleskopów, a przetwarzane z użyciem międzykontynentalnej interferometrii VLBI (ang. Very Long Baseline Interferometry), umożliwiły między innymi zmierzenie zbieżnego ruchu Azji i Ameryki względem siebie [73], [57]. Ruch tych kontynentów powoduje zamykanie się Oceanu Spokojnego. Utworzenie sieci satelitów obiegających Ziemię i powstanie systemu GPS (NAVISTAR Global Positioning System) dało możliwość precyzyjnego pomiaru ruchu płyt litosfery. Stacjonarne odbiorniki GPS poruszając się wraz z płytą zmieniały swoje położenie określane przez długość i szerokość geograficzną, a zarejestrowane w ciągu szeregu lat dane pozwoliły na określenie trasy i prędkości poruszania się płyt tektonicznych [74].

Powstanie sieci nowoczesnych instrumentów sejsmicznych, takich jak sejsmografy, pozwoliły na geofizyczne odwzorowanie stref subdukcji, czyli obszarów, gdzie następuje zamykanie się oceanów. Strefy trzęsień ziemi, nachylone 40-60° w stosunku do poziomu, sięgają do około 700 km w głąb Ziemi (zob. [Związek trzęsień ziemi z tektoniką płyt](#)). Znałe są one jako strefy Wadatego-Benioffa lub strefy Benioffa [75]. Opowiadają one strefom subdukcji (zob. [Procesy strefy subdukcji](#)), gdzie odbywa się zanurzanie się skorupy oceanicznej w płaszczu ziemskim (Rys. 43).



Rysunek 43: Trzęsienia Ziemi w strefie Wadati-Benioff wyznaczające subdukcję.

Tomografia sejsmiczna, czyli prześwietlanie wnętrza Ziemi za pomocą pomiarów anomalii prędkości fal sejsmicznych (zob. [Fale sejsmiczne](#)) obrazuje głębokie zanurzenie się płyt litosfery w płaszczu Ziemi, między innymi przypuszczalną subdukcję pacyficznej płyty Farallon pod kontynentem amerykańskim ([Rys. 44](#)), [76].



Rysunek 44: Uproszczony obraz tomograficzny płaszcza Ziemi pokazujący przypuszczalną subdukcję płyty Farallon pod kontynentem amerykańskim.

Warto tu wspomnieć, że naukowe podstawy tomografii sejsmicznej zostały stworzone przez Adama Mariana Dziewońskiego, który obronił pracę doktorską w Akademii Górniczo-Hutniczej.

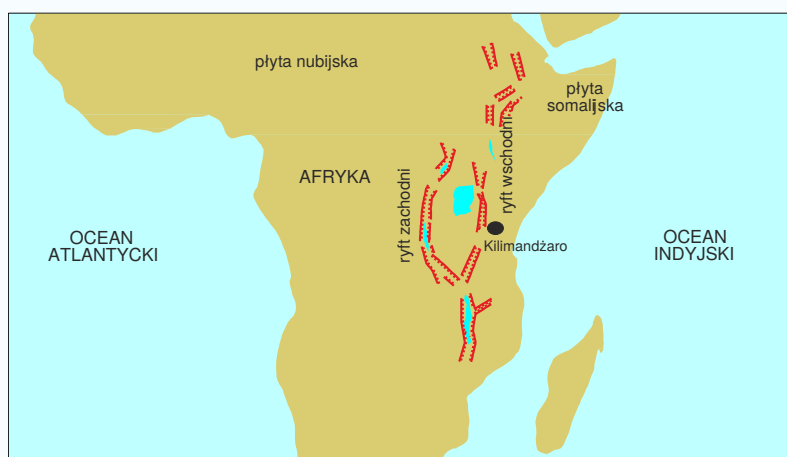
Teoria tektoniki płyt lepiej tłumaczyła powstawanie orogénów kolizyjnych (zob. [Orogeny kolizyjne](#)) niż poprzednio obowiązująca teoria geosynklin [77], [18], która zakładała istnienie podłużnych zagłębień w skorupie Ziemi. Geosynkliny gromadziły osady, które następnie były zginate i podnoszone tworząc góry. Elementy teorii geosynklin zostały włączone do teorii tektoniki płyt [78].

Granice dywergentne

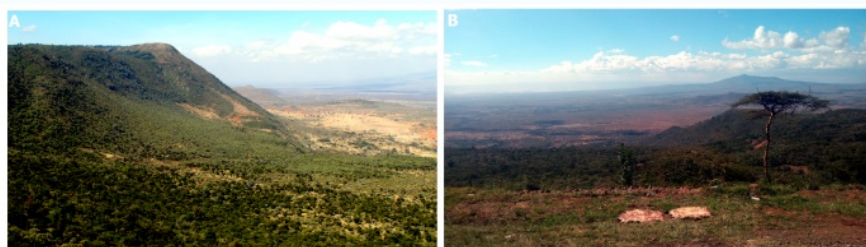
Na lądzie podstawowym elementem na dywergentnych granicach płyt litosferycznych (zob. [Założenia teorii tektoniki płyt](#)) jest dolina ryftowa. Jest to obniżony, ułożony linearnie obszar pomiędzy wyżynami lub pasmami górskimi, który powstaje w wyniku ekstensyjnego rozerwania kontynentalnej płyty litosfery (zob. [Geneza ryftu](#)), [79], [22].

Przykład 1: Wielki ryft afrykański

Przykładem systemu dolin ryftowych jest wielki ryft afrykański [80], [81], [82], w polskiej nomenklaturze geograficznej nazywany Wielkimi Rowami Afrykańskimi [83]. Rozszerzony system ryftów obejmuje obszar w Afryce i przyległej części Azji od Mozambiku po Liban. Częściej wielkim ryftem afrykańskim określa się system rowów tektonicznych rozciągający się od Mozambiku po Etiopię. Rozdziela on Afrykę na 2 elementy tektoniczne, płytę nubijską i płytę somalijską [84]. Możliwe, że w przyszłości Afryka rozdzieli się na dwie odrębne płyty litosfery. Wielki ryft afrykański obejmuje dwie strefy ryftowe, zachodnią i wschodnią (Rys. 45). W obniżeniu ryftu zachodniego znajdują się głębokie jeziora, między innymi Niasa i Tanganika. Ryft wschodni rozciąga się od Rzeki Zambezi po Morze Czerwone. Dolina ryftowa jest szeroka, z wyraźnie podniesionymi ramionami (Rys. 46).

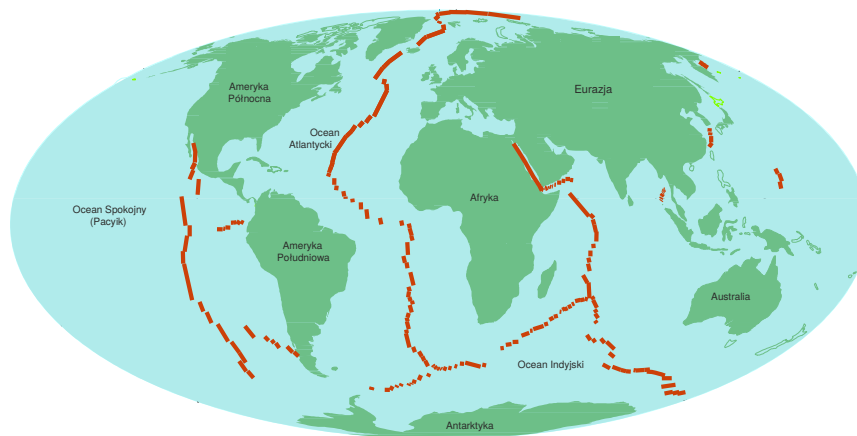


Rysunek 45: Wielki ryft afrykański.



Rysunek 46: Wielki ryft afrykański, Kenia. A: fot. Roma Neus, Rift Valley. Viewpoint. Kenya 2013. - panoramio (1).jpg, licencja CC BY 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. Ndunguwanjoroge, Rift Valley escapment.jpg, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

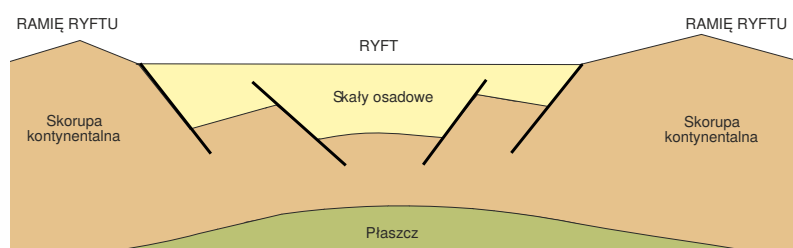
W oceanach, granice dywergentne wyznaczają grzbiety śródoceaniczne oceanów Atlantyckiego, Indyjskiego i Spokojnego (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#)). Granica dywergentna znajduje się również w centralnej części Morza Czerwonego i Zatoki Adeńskiej (Rys. 47), [85].



Rysunek 47: Granice dywergentne w oceanach. Kolorem czerwonym zaznaczono grzbieity śródoceaniczne oceanów Atlantyckiego, Indyjskiego i Spokojnego.

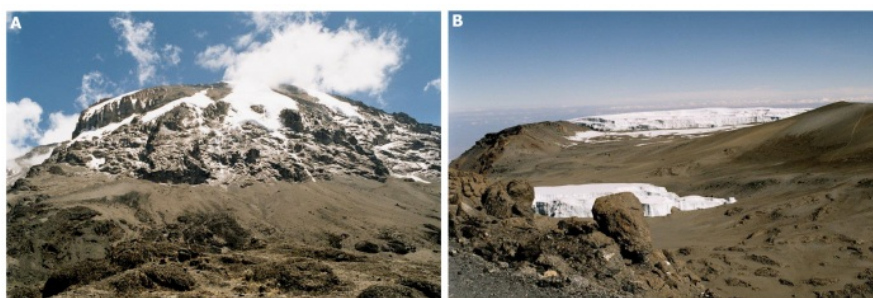
Geneza ryftu

Powstanie ryftu jest zapoczątkowane termicznym wznoszeniem się materii płaszcza Ziemi (zob. [Płaszcz Ziemi](#)) pod kontynentem [86], [7], [22], które powoduje podnoszenie skorupy kontynentalnej, jej osłabienie i pękanie w centrum podniesienia. W kolejnym etapie tworzy się system normalnych uskokuw, a w wyniku rozciągania tej strefy powstaje rów tektoniczny, czyli **ryft kontynentalny**. Oś tego ryftu, do której rozpoczyna się napływ law bazaltowych, ulega obniżeniu i znajduje się poniżej ramion ryftu ([Rys. 48](#)).



Rysunek 48: Ryft.

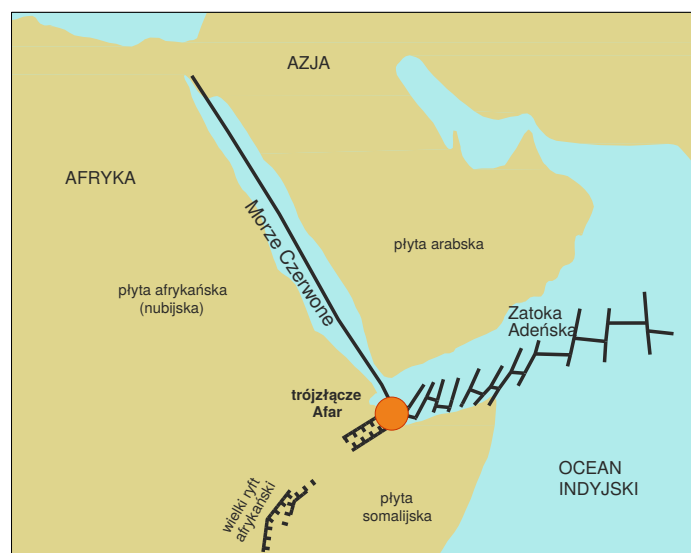
Wulkanizm często występuje na ramionach ryftu. Obecnie na obrzeżach wielkiego ryftu afrykańskiego występują liczne wulkany (zob. [Rozmieszczenie wulkanów](#)), do których zalicza się najwyższy szczyt Afryki - Kilimandżaro (5895 m n.p.m.) ([Rys. 49](#)), [87].



Rysunek 49: Kilimandżaro. A: szczytowa partia wulkanu widoczna z wysokości ok. 4 km, B: fragment kaldery z widocznym po prawej stronie kraterem. A-B: fot. Jerzy Żaba. Wykorzystano za zgodą autora.

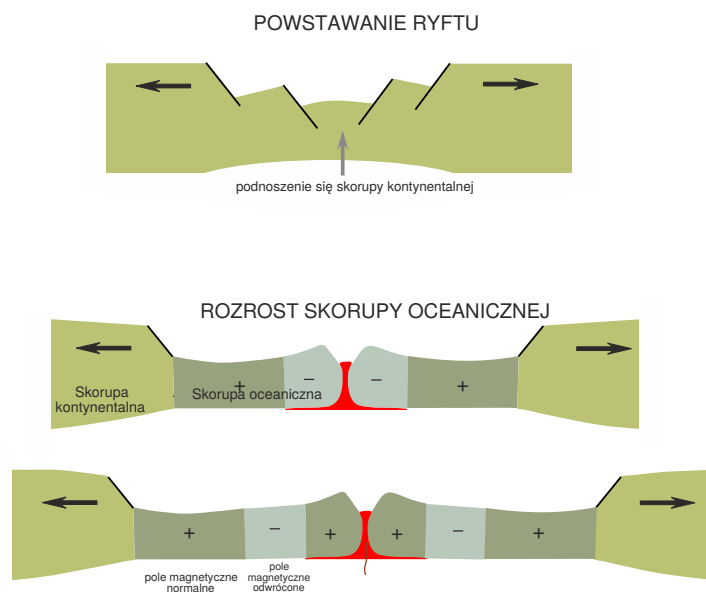
Jeżeli inicjacja ryftu związana jest z pióropuszem płaszcza (zob. [Pióropusze płaszcza i plamy gorąca](#)), mogą utworzyć się rozległe wylewy bazaltowe (zob. [Skały obojętne](#)). Wylewy tego rodzaju, związane z wielkim ryftem afrykańskim (zob. [Granice dywergentne](#)), tworzą góry i wyżyny Etiopii [88], między innymi góry Semien.

Efektom rozwoju ryftu jest również **trójkąt Afar** [89], w którym spotykają się 3 płyty tektoniczne: afrykańska (nubijska), arabska i somalijska. Od trójkąta odchodzą 3 ramiona: Morze Czerwone, wielki ryft afrykański i Zatoka Adeńska ([Rys. 50](#)).



Rysunek 50: Trójkąt Afar.

Ryft może przekształcić się w młody ocean, a następnie w ocean dojrzały. Przez pęknięcie skorupy kontynentalnej w centrum ryftu przedostaje się magma, tworząc nową skorupę oceaniczną (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#)). Ocean rozrasta się, a w czasie jego rozwoju powstają pasy charakteryzujące się normalną i odwróconą anomalią magnetyczną ([Rys. 51](#)), (zob. [Przesłanki i dowody aktualne teorii tektoniki płyt](#)), [55].



Rysunek 51: Powstawanie i rozrost oceanu (od ryftu do oceanu).

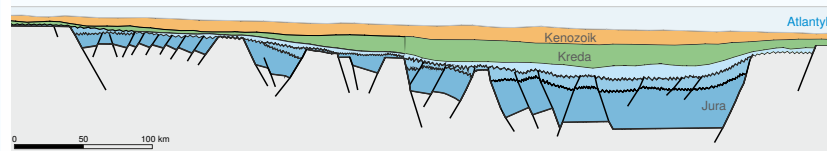
Jeżeli ryft przestaje być aktywny, zamienia się w **aulakogen** [90], [55]. Uskoki w obrębie aulakogenu zostają przykryte nowymi osadami.



PRZYKŁAD

Przykład 2: Aulakogen falklandzki

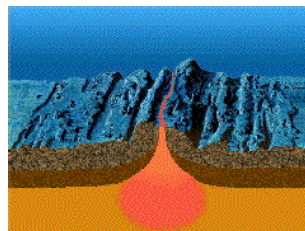
położony jest w rejonie Wysp Falklandzkich (Malvinas). Szereg ryftów powstało w mezozoiku pomiędzy Ameryką Północną a Eurazją, a także pomiędzy Ameryką Południową a Afryką [91]. Niektóre przekształciły się w Atlantyk Północny i Południowy, a inne przestały się rozwijać i stały się aulakogenami. W aulakogenie falklandzkim skały jurajskie, osadzone w aktywnym ryfcie ok. 201 do 145 mln lat temu i pocięte uskokami, przykryte są osadami kredowym, osadzonymi ok. 145 do 66 mln lat temu i kenozoicznymi, młodszy niż 66 mln lat (Rys. 52), [92].



Rysunek 52: Aulakogen Falklandzki.

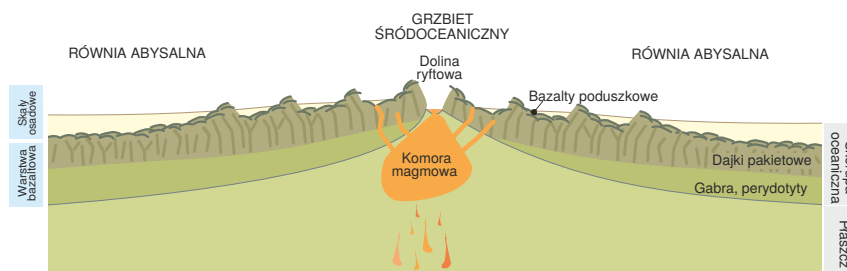
Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego

Nowa skorupa oceaniczna powstaje na dywergentnej (rozbieżnej) granicy płyt litosfery (zob. [Założenia teorii tektoniki płyt](#)), w miejscu gdzie znajduje się grzbiet śródoceaniczny oznaczany skrótem MOR (ang. Mid Oceanic Ridge) [93], [94], [95], [96]. Grzbiet ten wznosi się około dwóch kilometrów nad względnie płaskim dnem oceanicznym, zwanym równią abysalną [56]. Głębokość najwyższej części grzbietu śródoceanicznego jest różna, od kilkuset metrów do ponad 2 km. Pewnym przybliżeniem jest to, że głębokość ta jest proporcjonalna do pierwiastka kwadratowego wieku dna morskiego. Centralną część grzbietu śródoceanicznego stanowi **dolina ryftowa**, podstawowy element dywergentnych granic płyt litosferycznych. Pod nią wznosi się strumień magmy, który jest pochodną i kontynuacją procesu wznoszenia materii płaszczowej z czasów oddzielania się płyt litosfery (Rys. 53). Stop bazaltowy wylewa się na powierzchnię dna tworząc nową skorupę oceaniczną [97], [98].



Rysunek 53: Animacja pokazująca grzbiet śródoceaniczny ze wznoszącą się magmą i powstawaniem nowej skorupy oceanicznej. USGS, Mid-ocean ridge topography.gif, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Skrystalizowana lava tworzy nową skorupę oznaczaną skrótem MORB (ang. Mid Oceanic Ridge Bazalt) [99], która składa się z **bazaltu toleitycznego**. Jest to skała charakterystyczna o określonych cechach i składzie chemicznym. Doświadczony petrolog potrafi odróżnić bazalt MORB od bazaltów powstałych w innych warunkach, np. w czasie wylewów law wulkanicznych na kontynentach (zob. [Skały obojętne](#)). Charakterystyczna jest też forma skał bazaltowych, gdyż krzepnięcie w warunkach podwodnych powoduje wykształcenie law poduszkowych (Rys. 54, Rys. 55A), (zob. [Lawa](#)). Skorupa oceaniczna jest nadbudowywana dodatkowo przez intruzje magmowe. Powstają one przez iniekcje magmy w szczeliny wcześniej powstałych skał bazaltowych, przez co tworzy się charakterystyczny system dajek pakietowych (ang. sheeted dikes) (Rys. 54, Rys. 55B), [56].



Rysunek 54: Schemat budowy grzbietu śródoceanicznego i przyległych obszarów oceanu.

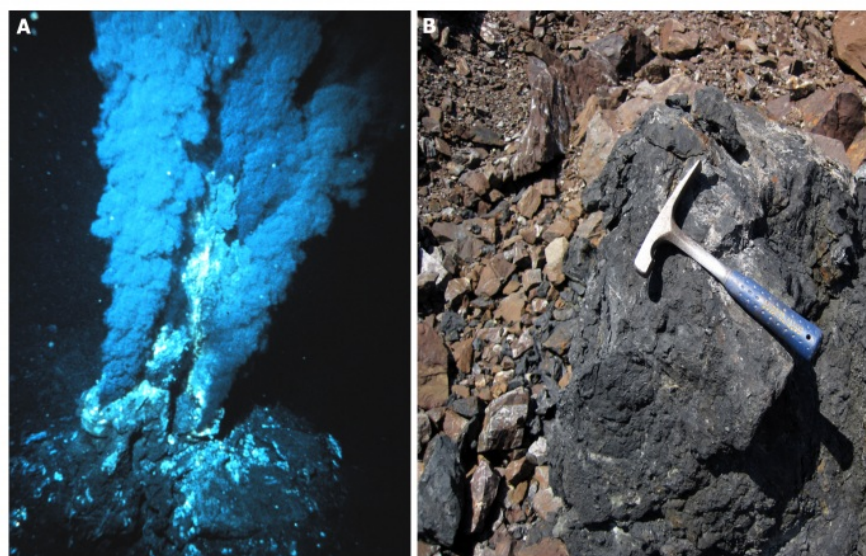


Rysunek 55: A: bazalt poduszkowy utworzony w mezozoicznym Oceanie Meliata (Góry Bukowe, Węgry), B: dajki pakietowe (ang. sheeted dikes) utworzone w paleozoicznym Oceanie Paleoazjatyckim (Bayankhongor, Mongolia).

Systemy hydrotermalne związane z ciepłem magmowym i wulkanicznym są powszechną cechą grzbietów śródoceanicznych [100], [101]. Obejmują one:

- cyrkulację wysokotemperaturowych wód w dolinie ryftowej (obieg aktywny),
- dyfuzyjny przepływ wody o znacznie niższej temperaturze przez osady i leżące niżej bazalty w pewnej odległości od grzbietu (obieg pasywny).

W obu przypadkach zimna, gęsta woda przenika skały magmowe dna morskiego, zostaje podgrzewana w strefach o podwyższonej temperaturze, a następnie wydobywa się na zewnątrz. W miejscach wypływu wód hydrotermalnych tworzą się **kominy hydrotermalne** (ang. smokers), które powstają przez strącenie pewnych związków chemicznych z gorących roztworów w kontakcie z chłodną wodą oceaniczną. W zależności od składu chemicznego wypływających wód wyróżnia się kominy czarne (ang. black smokers), którymi wypływają ciemno zabarwione siarczki wody oraz kominy białe (ang. white smokers), które wyrzucają jasne i chłodniejsze wody. Kominy czarne położone są wzdłuż strefy wulkanicznej, natomiast białe, w pewnym oddaleniu od niej, tuż za pasem kominów czarnych. Źródłem ciepła dla aktywnych kominów jest nowo utworzony, stygnący bazalt, a dla kominów o najwyższej temperaturze komora magmowa. Ciepło dla kominów pasywnych pobierane jest ze schładzania starszych bazaltów. Całkowite ochłodzenie bazaltów w skorupie oceanicznej zajmuje miliony lat. Woda hydrotermalna zawiera rozpuszczone składniki mineralne, dlatego też w okolicach kominów tworzą się złoża mineralne, zwłaszcza siarczkowe (Rys. 56), [102].



Rysunek 56: A: czarny komin hydrotermalny, grzbiet śródatlantycki. Fot. P. Rona, Blacksmoker in Atlantic Ocean.jpg, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: skały czarnego komina hydrotermalnego zawierające siarczki (archaik). Fot. James St. John, Black smoker rocks (sulfidic wad).jpg, licencja CC BY 2.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

💡 UWAGA

Uwaga 2: Islandia

Jeżeli plama gorąca (zob. [Pióropusze płaszczu i plamy gorąca](#)) znajduje się w pobliżu granicy dywergentnej na oceanie, mogą utworzyć się rozległe wylewy bazaltowe, a typowy grzbiet śródoceaniczny nie występuje. Przykładem tego zjawiska jest Islandia.

Typy granic konwergentnych

Granice konwergentne (zbieżne) płyt litosfery występują tam, gdzie płyty przesuwają się w przeciwnych kierunkach i wzajemnie na siebie oddziałują [55], [7], [22]. Kierunek ruchu płyt został przedstawiony w postaci strzałek na [Rys. 57](#). Granice te charakteryzują się aktywnością tektoniczną, wulkaniczną i trzęsieniami ziemi (zob. [Założenia teorii tektoniki płyt](#)). Wyróżnia się następujące typy granic konwergentnych [103]:

- **granica ocean-ocean**, inaczej typ mariański lub japoński (zob. [Architektura strefy subdukcji](#)),
- **granica ocean-kontynent**, inaczej typ andyjski (zob. [Orogeny bezkolizyjne](#)),
- **granica kontynent-kontynent**, inaczej typ himalajski (zob. [Orogeny kolizyjne](#)).

Granice ocean-ocean [104], [105], [106] i **ocean-kontynent** [107], [108], charakteryzują się występowaniem stref subdukcji, co znaczy że jedna płyta jest subdukowana, czyli zanurza się pod drugą (zob. [Procesy strefy subdukcji](#)).

Obecnie, większość stref subdukcji rozmieszczona jest wokół Pacyfiku tworząc tak zwany pacyficzny pierścień ognia [109]. Subdukcje występują również na południowy-zachód i południe od Azji Południowowschodniej, w rejonie Morza Śródziemnego, Morza Scotia i Małych Antyli na Atlantyku [110].

Granica kontynent-kontynent [111], [112], [113], powstaje w wyniku kolizji kontynentalnej [78]. Ma miejsce, gdy graniczą ze sobą 2 elementy zbudowane z litosfery kontynentalnej. Kolizja ta jest kontynuacją procesu subdukcji litosfery oceanicznej pod litosferę kontynentalną. Zachodzi gdy w peryferycznych częściach płyty subdukującej następuje przejście litosfery oceanicznej w litosferę kontynentalną. Wówczas po konsumpcji litosfery oceanicznej tej płyty następuje kolizja 2 elementów tektonicznych zbudowanych z litosfery kontynentalnej, a jeden z tych elementów podsuwa się pod drugi.

[Rys. 57](#) przedstawia najważniejsze granice konwergentne. Strzałkami zaznaczono ruch niektórych płyt, które oddziałują na siebie przesuwając się w przeciwnych kierunkach. Zaznaczona jest konwergencja płyty filipińskiej i płyty pacyficznej, płyty południowoamerykańskiej i płyty Nazca, płyty kokosowej i płyty północnoamerykańskiej oraz płyty antarktycznej i płyty euroazjatyckiej.

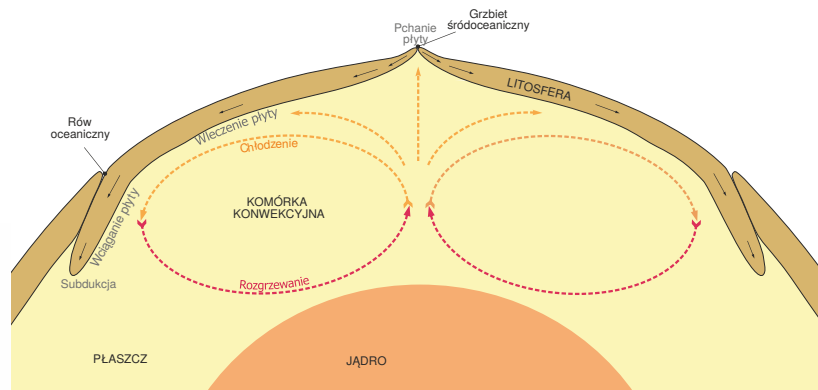


Rysunek 57: Najważniejsze granice konwergentne Ziemi.

Procesy strefy subdukcji

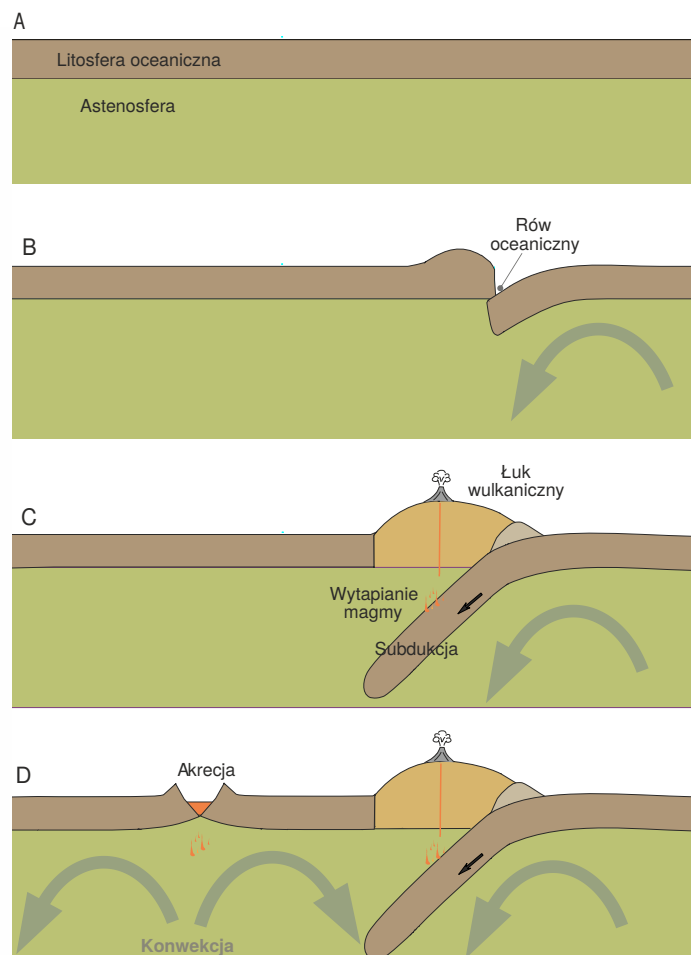
Subdukcja, która zachodzi na granicach konwergentnych (zob. [Założenia teorii tektoniki płyt](#) oraz [Typy granic konwergentnych](#)), jest procesem w którym litosfera oceaniczna zanurza się w płaszczu Ziemi (zob. [Płaszcz Ziemi](#)), [55], [7], [22]. [Rys. 58](#) przedstawia schematycznie mechanizm subdukcji i przyczyny jej powstawania.

Litosfera oceaniczna powstaje w strefie akrecji (zob. [Skorupa oceaniczna](#)). W momencie powstania jest gorąca. W miarę tworzenia się nowej skorupy, starsza oddala się od strefy akrecji i ochładza się. Jej ruch jest spowodowany przez nacisk mas skalnych grzbietu oceanicznego, który jest wyniesiony znacznie ponad dno oceaniczne równi abysalnej (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#)), [93], [94] oraz przez wleczenie przez konwekcję w płaszczu Ziemi. W płaszczu występuje ruch materii, który generowany jest przez gradient temperatury (zob. [Ciepło Ziemi](#)). W strefach przyjądrowych materia jest podgrzewana, przez co unosi się ku górze do stref podskorupowych. Kolejno ulega ochłodzeniu, co powoduje jej opadanie. Taki ruch odbywa się strumieniowo, w obiegu zamkniętym. W jego wyniku tworzą się komórki konwekcyjne [114]. Istnienie komórek, obejmujących cały płaszcz Ziemi, zostało potwierdzone przez tomografię sejsmiczną (zob. [Mechanizm kolizji](#)), [115], [116]. Ochłodzona, gęsta litosfera oceaniczna zanurza się pod płytę górną w strefie subdukcji, ciągnąc za sobą całą płytę dolną [117].



Rysunek 58: Schemat komórek konwekcyjnych w płaszczu Ziemi, pchanie, wleczenie i wciąganie litosfery oceanicznej.

Rys. 59 przedstawia rozwój subdukcji. Tego rodzaju ewolucja ma miejsce na zachodnim Oceanie Spokojnym [104], [106]. Subdukcja rozpoczyna się pęknięciem skorupy oceanicznej (Rys. 59B), [118], [119]. Następuje zróżnicowanie na płytę dolną i górną (Rys. 59B) i płyta dolna zaczyna podchodzić pod płytę górną. W miejscu zanurzenia płyty tworzy się morfologiczne zagłębienie, zwane rowem oceanicznym. Rozpoczynają się procesy topnienia materii płaszczu ponad pogrążoną płytą dolną. Duże znaczenie dla przebiegu tego procesu ma woda, która w strefie pogrążania płyty dostaje się do stref płaszczowych i wpływa na obniżenie temperatury topnienia materiału. Powstała magma unosi się tworząc łuk wulkaniczny (Rys. 59C), który wyodrębnia obszar załukowy (zob. Architektura strefy subdukcji). Na tym obszarze może powstać nowa strefa akrecji (Rys. 59D).



Rysunek 59: Etapy powstawania i rozwoju subdukcji. Konwergencja ocean-ocean. A: litosfera oceaniczna przed powstaniem subdukcji, B: pęknięcie litosfery, początek zanurzenia się płyty, C: powstanie subdukcji i łuku wulkanicznego, wytapianie magmy, D: powstanie nowej strefy akrecji.

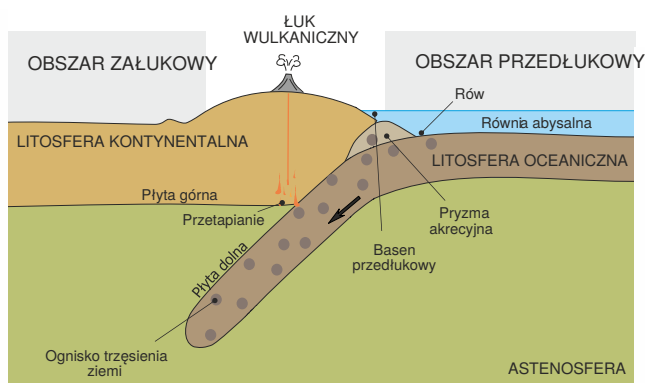
Architektura strefy subdukcji

Rys. 60, Rys. 61, Rys. 62 przedstawiają schematycznie architekturę strefy subdukcji [117]. Podstawowe jej elementy to:

- Płyta dolna zbudowana jest z litosfery oceanicznej, która jest zimna i gęstsza niż znajdująca się pod nią astenosfera. W

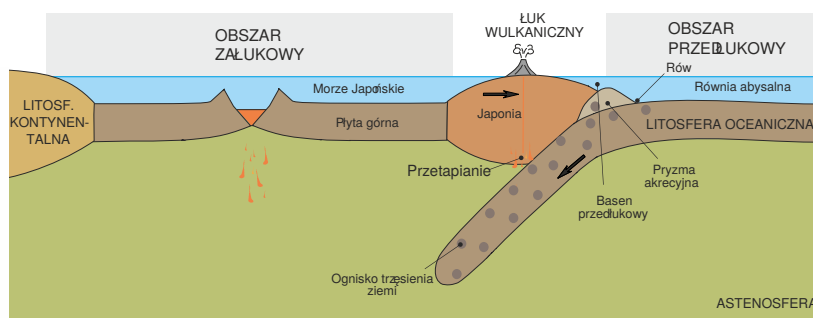
górną część składa się z bazaltu, a w dolnej części z gabra i perydotytu [120]. Płyta dolna jest wciągana pod płytę górną i zanurza się w astenosferze, tracąc swój charakter na głębokości około 700 km [55], [7]. Pograżaniu płyty dolnej towarzyszą trzęsienia ziemi, których ogniska w płaszczu wyznaczają strefę Wadati-Benioff (zob. [Związek trzęsień ziemi z tektoniką płyt](#)), [75].

- **Płyta górna** ma charakter, skład i budowę zależną od typu subdukcji. W przypadku **typu andyjskiego** płyta górna jest litosferą kontynentalną ([Rys. 60](#)), [107].



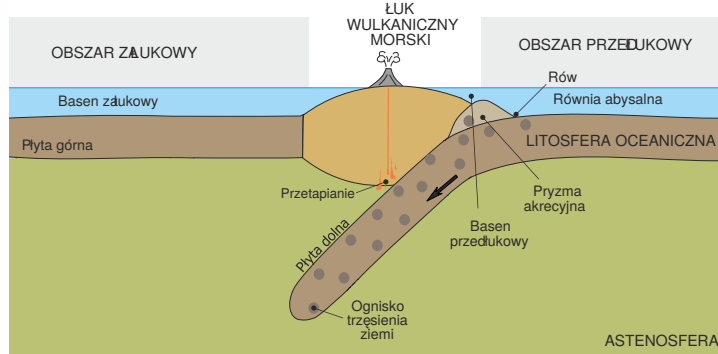
Rysunek 60: Architektura strefy subdukcji: typ andyjski.

Część przysubdukcyjna płyty górnej ma charakter orogeniczny (tzw. orogen bezkolizyjny), gdzie skały są silnie zdeformowane. Strefa ta jest silnie wypiętrzona. W przypadku Andów wysokość przekracza znacznie 6 km. Strefa oddalona od subdukcji jest znacznie niższa (zob. [Orogeny bezkolizyjne](#)).



Rysunek 61: Architektura strefy subdukcji: typ japoński.

W subdukcji **typu japońskiego** ([Rys. 61](#)), [104], [106], w skład płyty górnej wchodzi zarówno litosfera kontynentalna, jak i litosfera oceaniczna. Strefa bliżej subdukcji w przypadku Japonii jest reprezentowana przez oderwany fragment kontynentu ze znaczną ilością skał wulkanicznych. Strefa oddalona od subdukcji zbudowana jest wyłącznie z litosfery oceanicznej. W subdukcji **typu mariańskiego** ([Rys. 62](#)), [121] mamy do czynienia z konwergencją ocean-ocean. W skład płyty górnej wchodzi litosfera oceaniczna oraz skały wulkaniczne morskiego łuku wyspowego.



Rysunek 62: Architektura strefy subdukcji: typ mariański.

Obszar przedłukowy (ang. forearc) znajduje się u czoła płyty górnej [122]. W jego skład wchodzi:

- rów oceaniczny,
- pryzma akrecyjna,
- basen przedłukowy.

Rowy oceaniczne to najgłębsze, wąskie i długie topograficzne zagłębienia dna oceanu, współcześnie osiągające maksymalną głębokość 11 034 m p.p.m. w Rowie Mariańskim (mariański typ subdukcji). Na ogół rowy oceaniczne są 3-6 km głębsze od równi abysalnych, od których są oddzielone niewielkim podniesieniem zewnętrznym [56].

Pryzma akrecyjna jest strukturą zawierającą bogaty inwentarz utworów pochodzących zarówno ze zdercia z płyty dolnej, jak i z płyty górnej [123]. Z płyty dolnej pochodzą głębokomorskie osady, rzadziej fragmenty skorupy oceanicznej (Rys. 63A). Z płyty górnej pochodzą osady z jej erozji, przenoszone do rowu osuwiskami podmorskimi, sptywami i prądami zawiesinowymi. Miąższość utworów pryzmy jest różna, od nieznacznej (mówimy wtedy o braku pryzmy) w subdukcji typu mariańskiego do kilkukilometrowej w subdukcji typu andyjskiego. Pryzmę budują ponasuwane na siebie łuski. Oddzielona jest od płyty dolnej nasunięciem, zwanym głównym odkłuciem [22]. W Karpatach pojęciem pryzmy określa się cały materiał nasunięty na płytę europejską, w tym miąższe kompleksy fliszowe (Rys. 63B), [124].



Rysunek 63: A: utwory pryzmy akrecyjnej powstałej u frontu płyty północnoamerykańskiej, należące do melanżu franciszkańskiego (Kalifornia, USA). Fot. Peter D. Tillman, Franciscan melange + radiolarite.jpg, licencja CC BY-SA 2.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: flisz należący do pryzmy karpackiej (Beloveža, Słowacja). Fot. – archiwum aut.

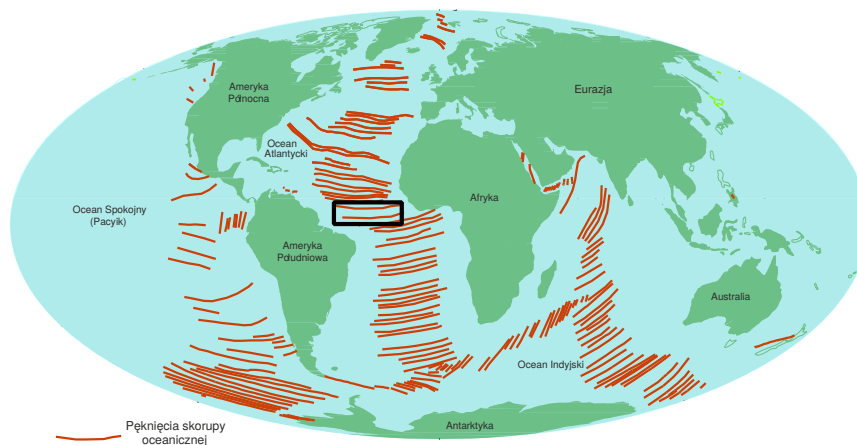
Basen przedłukowy znajduje się pomiędzy pryzmą akrecyjną, a łukiem wulkanicznym (zob. [Baseny sedymentacyjne a tektonika płyt](#)). Gromadzi osady z erodowanego łuku, czyli materiał wulkanoklastyczny, a w przypadku subdukcji typu andyjskiego i japońskiego, materiał pochodzący z erodowanej skorupy kontynentalnej, przenoszony, podobnie jak w przypadku pryzmy akrecyjnej osuwiskami podmorskimi, sptywami i prądami zawiesinowymi. Znajdują się w nim również osady hemipelagiczne. W odróżnieniu od pryzmy akrecyjnej, osady te są słabo zdeformowane [125].

Łuk wulkaniczny [55], [117], [126] to morfologiczne wyniesienie płyty górnej. W większości wypadków jest on, co podkreśla nazwa, związany z występowaniem wulkanizmu. W subdukcji typu mariańskiego, jest to łuk wysp zbudowanych w całości z materiału wulkanicznego pochodzącego z przetopionej litosfery oceanicznej i płaszczu. W przypadku subdukcji typu japońskiego, łuk wysp zbudowany jest z mieszaniny skorupy kontynentalnej i materiału wulkanicznego. Materiał ten pochodzi z przetopionej litosfery oceanicznej i płaszczu, epizodycznie wznosząca się magma jest zmieszana również z materiałem pochodzącym ze skorupy kontynentalnej. W subdukcji typu andyjskiego, część łuku może być pozbawiona wulkanów. Jeżeli wulkany występują, zbudowane są z materiału pochodzącego z przetopionej litosfery, zmieszanego z materiałem pochodzącym ze skorupy kontynentalnej.

Obszar załukowy (marginalny) tworzy się na płycie górnej za łukiem wulkanicznym [127], [128]. W subdukcji typu andyjskiego jest to obniżenie kontynentalnej płyty górnej. W przypadku subdukcji typu mariańskiego tworzy się basen załukowy, którego podłożem jest skorupa oceaniczna. W subdukcji typu japońskiego tworzy się basen załukowy (zob. [Baseny sedymentacyjne a tektonika płyt](#)) z nową strefą akrecji (Rys. 61). Basen tego typu często rozwija się w pełen ocean, na przykład mezozoiczny ocean Tetydy [91].

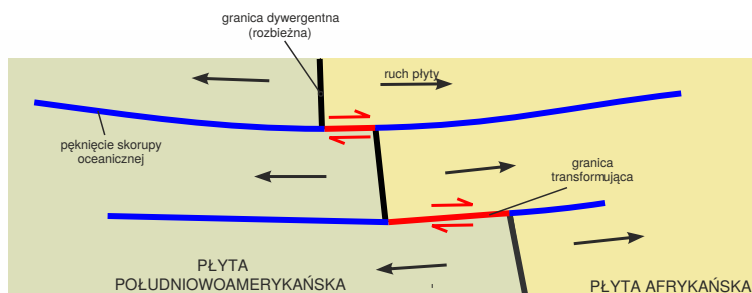
Granice transformujące

Granica transformująca jest granicą płyt litosfery i występuje tam, gdzie płyty przesuwają się względem siebie w poziomie, wzdłuż **usku transformującego** (zob. [Założenia teorii tektoniki płyt](#)), [129], [7], [22]. Uskok transformujący jest rodzajem usku przesuwczego, aczkolwiek nie każdy uskok przesuwczy jest uskokiem transformującym. Uskoki transformujące najczęściej występują na dnach oceanicznych, przecinają i przesuwają osie grzbietów śródoceanicznych. Są one sprzężone z pęknięciami skorupy oceanicznej [130]. Pęknięcia te reprezentują poprzednio aktywne uskoki transformujące. Można je śledzić przez setki kilometrów jako wzniesione grzbiety na dnie oceanu (Rys. 64).



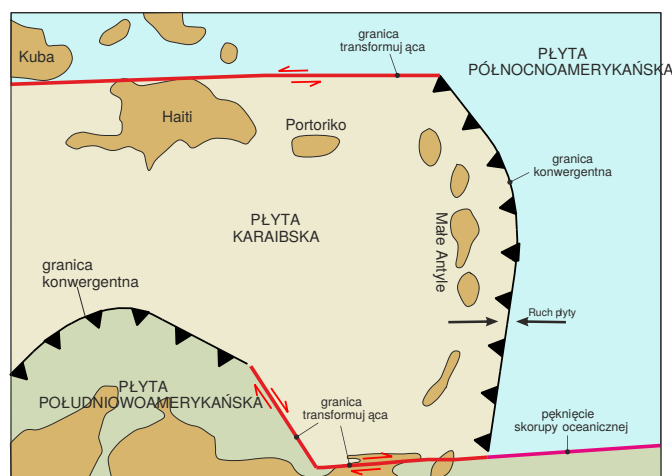
Rysunek 64: Pęknięcia skorupy oceanicznej (czarną ramką zaznaczono obszar przedstawiony na kolejnym rysunku).

Rys. 65 przedstawia fragment środkowego Atlantyku w strefie granicy pomiędzy płytą afrykańską a płytą południowoamerykańską. Granicę płyt wyznacza tu Grzbiet Śródatlantycki (granica dywergentna, czyli rozbieżna), (zob. [Granice dywergentne](#)), jak również uskoki transformujące (granica transformująca). Uskoki przesuwają fragmenty Grzbietu Śródatlantyckiego, a na ich przedłużeniu występują rozległe pęknięcia skorupy oceanicznej.



Rysunek 65: Granice transformujące pomiędzy płytami południowoamerykańską i afrykańską na środkowym Atlantyku.

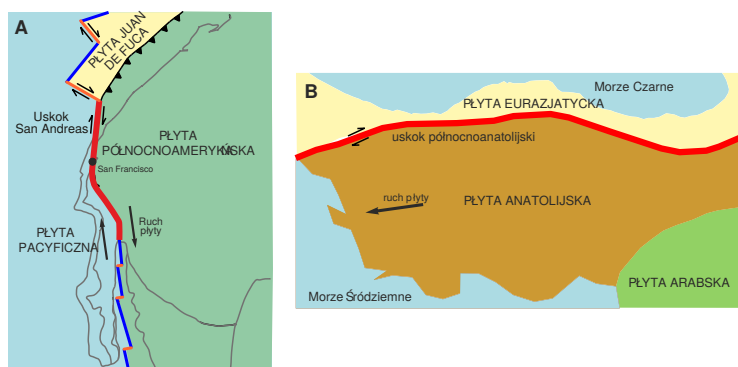
Uskoki transformujące mogą być również sprzężone z granicami konwergentnymi (zob. [Typy granic konwergentnych](#)). Przykładem takiego sprzężenia jest płyta karaibská [131]. Płyta ta graniczy od północy i wschodu z płytą północnoamerykańską, od południa z płytą południowoamerykańską. Północna granica tej płyty to lewoskrętny uskok transformujący. Uskok ten kończy się dochodząc do strefy subdukcji płyty północnoamerykańskiej pod wulkaniczny łuk wyspowy Małych Antyli. Podobnie kończy się prawoskrętny uskok transformujący stanowiący południową granicę płyty karaibskiej (Rys. 66).



Rysunek 66: Granice transformujące i konwergentne (zbieżne) płyty karaibskiej.

Uskoki transformujące występują również na lądzie. Nie ma ich zbyt wiele, lecz są dobrze zbadane ze względu na aktywność sejsmiczną. Najbardziej popularnymi uskokami transformującymi na lądzie są: uskoki San Andreas w Kalifornii oraz uskoki północnoanatolijski w Turcji [130], [132]. Rys. 67A oraz Rys. 68 przedstawiają uskoki San Andreas, wzdłuż którego przesuwają się ku północy części Kalifornii należące do Płyty Pacyficznej. Z uskokiem tym związane są liczne trzęsienia ziemi; najbardziej znane w

roku 1906 zniszczyło miasto San Francisco. **Rys. 67B** przedstawia uskok północnoanatolijski, wzdłuż którego przesuwa się ku zachodowi płyta anatolijska [133]. Z uskokiem tym również związane są liczne trzęsienia ziemi (zob. [Związek trzęsień ziemi z tektoniką płyt](#)).

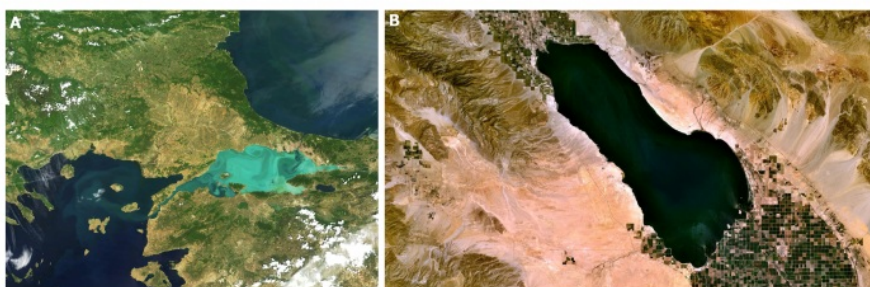


Rysunek 67: A: uskoc San Andreas, B: uskoc północnoanatolijski.



Rysunek 68: Uskok San Andreas w rejonie Carrizo-Plain (Kalifornia). Fot. Ikluft, Kluft-photo-Carrizo-Plain-Nov-2007-Img 0327.jpg, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#)

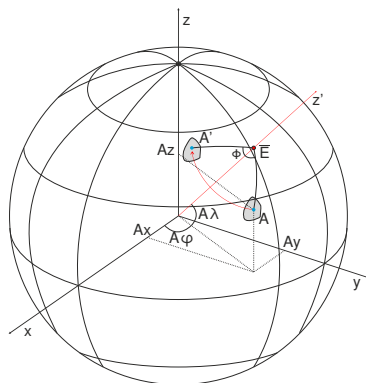
Z uskokami transformującymi na lądzie związane są często **baseny z rozciągania** (ang. pull apart) (**Rys. 69**), (zob. [Baseny sedymentacyjne a tektonika płyt](#)), [134]. Przykładami takich basenów są Morze Marmara związane z uskokiem Północnoanatolijskim i Jezioro Salton związane z uskokiem San Andreas [135], [136].



Rysunek 69: A: Morze Marmara – basen z rozciągania (pull apart) związany z uskokiem Północnoanatolijskim : obraz satelitarny. Fot. NASA, 2010 satellite picture of the Sea of Marmara.jpg, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: Jezioro Salton – basen z rozciągania (pull apart) związany z uskokiem San Andreas : obraz satelitarny. Fot. NASA, SaltonSeaWW.jpg, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

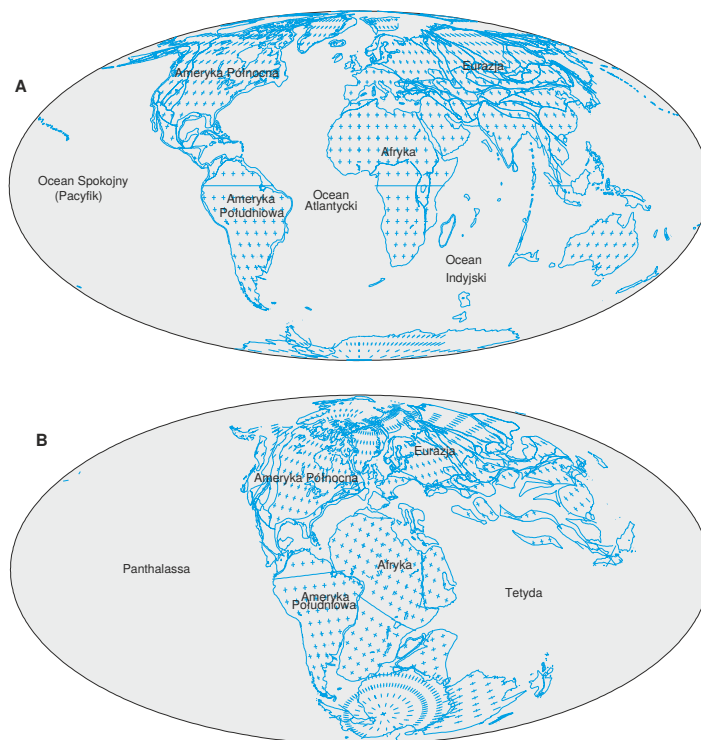
Modele ruchu płyt litosferycznych

Płyty litosfery są w ciągłym ruchu względem siebie. Modele używane do rekonstrukcji ruchu i położenia płyt litosfery wykorzystują analizę geometryczną ruchów obiektów na powierzchni kulistej [137], [138]. Analiza ta jest opisana w geometrycznym **twierdzeniu Eulera** [139], które mówi, że ruch ciała sztywnego na sferze można opisać jako obrót wokół stałej osi przecinającej środek globu (**Rys. 70**). Przecięcie osi i kuli nazywa się biegunem Eulera.



Rysunek 70: Graficzna prezentacja geometrycznego twierdzenia Eulera. $\hat{E}$ - bieguna Eulera; A - położenie początkowe punktu na rotowanej płycie litosfery; A' - położenie punktu końcowego na rotowanej płycie litosfery; Φ - kąt obrotu; z' - oś obrotu; x, y, z - oś współrzędnych kartezjańskich; Ax, Ay, Az - współrzędne punktu we współrzędnych kartezjańskich (oprac. na podstawie [137]).

Do opisu ruchu płyty litosfery w danym przedziale czasu potrzebne są współrzędne bieguna Eulera i kąt obrotu. Ruchy płyt nazywane są rotacjami i organizowane są w prostym pliku tekstowym, gdzie każdy wpis (wiersz) zawiera informację o pozycji płyty litosfery w określonym czasie. Dzięki takim informacjom komputerowy program modelujący może interpolować wartości i animować ruch płyt tektonicznych. Plik rotacji może zawierać również krótkie notki bibliograficzne lub ogólne komentarze dla każdej indywidualnej rotacji. W wyniku modelowania ruchu płyt litosfery powstają mapy paleogeograficzne ilustrujące położenie kontynentów w przeszłości. Rys. 71 pokazuje mapę świata współczesną i mapę paleogeograficzną Ziemi w okresie jurajskim, czyli 155 mln lat temu [91].



Rysunek 71: A: współczesna mapa Ziemi, B: mapa paleogeograficzna późnej jury.

Na tych dwóch obrazach zaznaczają się wyraźne różnice w położeniu poszczególnych kontynentów. W ciągu ostatnich 155 mln lat kontynenty oderwały się od siebie i przesunęły. Powstały nowe oceany, a poprzednio istniejące zostały zamknięte. Widać zmiany położenia linii równika na kontynentach i krzyżyków ilustrujących przecięcia południków i równoleżników co 5° . Można zauważyć też szereg niewielkich płyt. Na rysunku Rys. 71A są one częścią Eurazji, natomiast na Rys. 71B znajdują się w obrębie Tetydy.

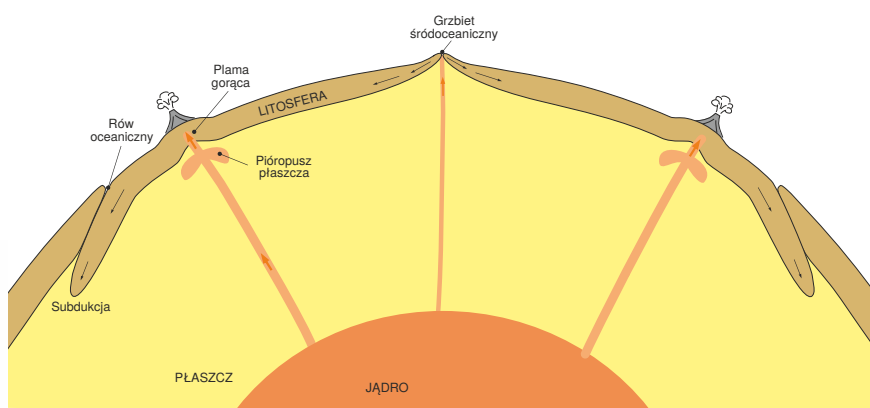
Pióropusze płaszczu i plamy gorąca

Część wulkanów znajduje się poza strefami granicznymi płyt, występują w różnych obszarach, zarówno skorupy kontynentalnej, jak i skorupy oceanicznej (zob. Rozmieszczenie wulkanów). Zasilane są one magmą z płaszczu Ziemi. Obszary te wykazują zwiększoną ciepłotę w stosunku do otoczenia (zob. Ciepłota Ziemi). Miejsca gdzie istnieje taka działalność nazywane są **plamami gorącymi** [140], [141], [5].

Uwaga 3: Ewidencja plam gorąca

Plamy gorąca wyznaczone są zarówno przez wulkany czynne obecnie, jak również czynne w niedalekiej przeszłości geologicznej, np. w neogenie. Takie plamy gorąca występują między innymi na lądzie w Yellowstone w Ameryce Północnej, Hoggar i Tibesti na Saharze w Afryce, Górach Eifel na pograniczu Niemiec i Belgii, Masywie Centralnym. W Polsce neogeński wulkanizm sudecki był również wynikiem działalności plamy gorąca. Osobne miejsce zajmuje Islandia, gdzie plama gorąca znajduje się na dużej wyspie, zbudowanej niemal w całości z wylewów law wulkanicznych, będąc jednocześnie blisko granicy płyt europejskiej i północnoamerykańskiej (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#)).

Plama gorąca wiąże się ze strukturą we wnętrzu Ziemi zwaną **pióropuszem płaszcza** [142]. Mianem tym określa się pionowy strumień gorącej materii płaszcza zakończony elementem przypominającym pióropusz na hełmie rycerza czy też na głowie konia ciągnącego karawan. Początek tego pionowego strumienia znajduje się na granicy zewnętrznego jądra i płaszcza (Rys. 72), na co wskazuje między innymi tomografia sejsmiczna [116], [115], [76].



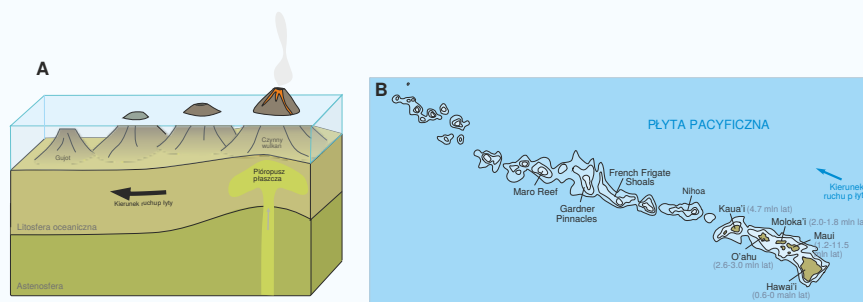
Rysunek 72: Pióropusze płaszcza pod litosferą oceaniczną (np. Ocean Spokojny).

Skorupa Ziemi ponad pióropuszem jest wybrzuszona wskutek termicznego podnoszenia. Na lądzie z plamami gorąca związane są masywy górskie osiągające wysokość kilku kilometrów nad poziom morza, jak wspomniane wyżej Hoggar i Tibesti na Saharze [83]. Pióropusze płaszcza mogą zapoczątkować powstanie ryftu i rozłam kontynentu. Przykładowo plama gorąca Afar przyczyniła się do powstania wielkiego ryftu afrykańskiego, Morza Czerwonego i Zatoki Adeńskiej (zob. [Granice dywergentne](#)). W przeszłości plamy gorąca były związane z rozpadem Pangei (zob. [Przełamanie i dowody historyczne teorii tektoniki płyt](#)) i powstaniem Atlantyku [143], [63].

Pióropusze płaszcza są nieruchome, skorupa ziemi przesuwa się ponad nimi. Na oceanie pióropusz tworzy łańcuch wysp wulkanicznych, znaczących ślad plamy gorąca.

Przykład 3: Wyspy Hawajskie

Rys. 73 przedstawia przesuwanie się skorupy oceanicznej nad nieruchomym pióropuszem płaszcz. W wyniku tego utworzyły się wulkaniczne Wyspy Hawajskie, wyznaczające ślad plamy gorąca [144].



Rysunek 73: A: przesuwanie się płyty pacyficznej ponad plamą gorącą Hawajów, B: mapa Oceanu Spokojnego w rejonie Hawajów z wiekiem wulkanizmu na wyspach.

Przykład 4: Plama gorąca Islandii

Ślad plamy gorąca Islandii można śledzić zarówno na lądzie, jak i na Oceanie Arktycznym (Rys. 74). W permie, około 250 mln lat temu, ślad ten został zaznaczony przez ogromne wylewy wulkaniczne pokrywające znaczną część Syberii zwane trapami syberyjskimi. Później działalność pióropusza płaszcz Islandii zaznaczała się na wyspach na Oceanie Arktycznym i na jego obszarach podmorskich, na Morzu Baffina i na Grenlandii [143].

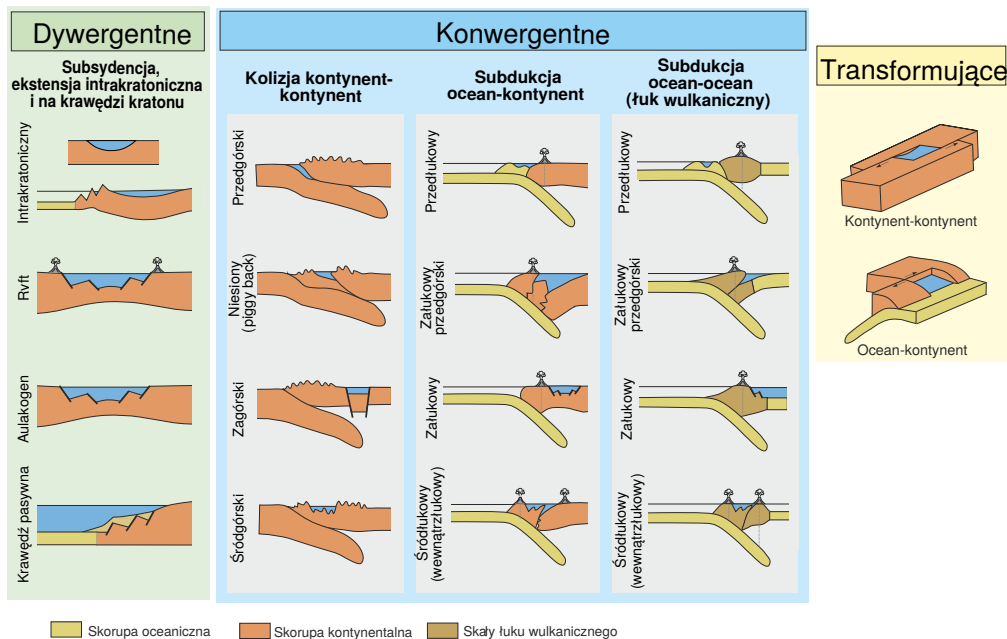


Rysunek 74: Ślad plamy gorąca Islandii od permu po dzień dzisiejszy.

Baseny sedymentacyjne a tektonika płyt

Tektonika i jej procesy mają istotny wpływ na powstanie i rozwój basenów sedymentacyjnych [90]. Określenie genezy basenów jest ważne w geologii stosowanej, w szczególności w geologii naftowej [145], [146].

Geomorfologiczny basen jest to zagłębienie w skorupie kontynentalnej lub oceanicznej Ziemi. Często używa się pojęcia basen oceaniczny, np. basen Oceanu Arktycznego. Dla geologa ważne jest to, czy basen jest wypełniony osadami. Przykładowo w Oceanie Atlantyckim wypełnienie osadami występuje jedynie blisko brzegu oceanicznego, czyli krawędzi pasywnej i w tej strefie geologia naftowa wyróżnia szereg basenów, np. Santos, czy Campos u wybrzeży Brazylii i Kwanza u wybrzeży Angoli [147], [148].



Rysunek 75: Klasyfikacja basenów związanych z granicami dywergentnymi, konwergentnymi i transformującymi.

Klasyfikacja basenów związanych z granicami dywergentnymi, konwergentnymi i transformującymi przedstawiona jest na Rys. 75. Baseny uszeregowane są w kolumnach w zależności od związku z granicami i procesami dywergentnymi, konwergentnymi i transformującymi.

W pierwszej kolumnie Rys. 75 znajdują się baseny dywergentne, a więc związane z ekstensją, czyli rozciąganiem litosfery. Proces formowania się tych basenów rozpoczyna się podnoszeniem termicznym skorupy kontynentalnej nad rozgrzanym płaszczem. Jeżeli temperatura obniża się następuje kontrakcja i podniesiona skorupa zapada się tworząc basen intrakratoniczny. Jeżeli natomiast temperatura utrzymuje się, następuje pęknięcie skorupy i tworzy się basen ryftowy, który wypełnia się następnie osadami (zob. [Geneza ryftu](#)). Dalsza ewolucja może postępować w kierunku tworzenia się basenu oceanicznego z krawędziami pasywnymi, na których mogą się osadzać znacznej miąższości osady. Jeżeli basen oceaniczny nie utworzy się, ryft przekształca się w aulakogen. Wszystkie te baseny dywergentne tworzą jedną powiązaną genetycznie sekwencję [90].

- Przykładami basenów ryftowych są baseny wielkiego ryftu afrykańskiego [81], [82].
- Przykładami aulakogenów są baseny Morza Północnego i Falklandów [92], [149], w Polsce aulakogen środkowopolski [150].
- Przykładami basenów krawędzi pasywnych są baseny Atlantyku Południowego [147], [148].

Również genetycznie powiązane są baseny powstałe w wyniku kolizji kontynent-kontynent (Rys. 75 druga kolumna). Tworzą się one na przedgórzu albo zagórzu pasma orogenicznego lub też wewnątrz tego pasma. Przykłady tych basenów możemy odnaleźć w górotworze karpackim [151]. Zapadlisko przedkarpackie jest basenem przedgórskim, Kotlina Żywiecka – basenem śródgórskim, a Kotlina Panońska – basenem zagórskim. Baseny niesione tworzyły się na fliszu Karpat zewnętrznych w późnym etapie jego rozwoju. Nizina Hindustańska w Indiach jest basenem przedgórskim na przedpolu Himalajów (zob. [Orogezy kolizyjne](#)).

W trzeciej kolumnie Rys. 75 znajdują się baseny powstałe w wyniku subdukcji ocean-kontynent. Subdukcja tego typu jest charakterystyczna dla wschodniego obrzeżenia Oceanu Spokojnego. Osady gromadziły się zarówno na przedgórzu, zagórzu, jak i wewnątrz pasma orogenicznego Andów w Ameryce Południowej, jak również w Górach Skalistych w Ameryce Północnej (zob. [Orogezy bezkolizyjne](#)).

W czwartej kolumnie Rys. 75 znajdują się baseny powstałe w wyniku subdukcji ocean-ocean. Subdukcja tego rodzaju jest charakterystyczna dla zachodniego obrzeżenia Oceanu Spokojnego (zob. [Architektura strefy subdukcji](#)). Związana jest z nią orogeneza bezkolizyjna. Basenem załukowym (marginalnym) jest Morze Japońskie [128]. Baseny przedłukowe w strefach subdukcji obszaru wokółpacyficznego związane są z pryzmami akrecyjnymi [125]. Baseny śródłukowe tworzą się wewnątrz łuku wyspowego. Na obszarze wokółpacyficznym znane są między innymi z Japonii, Filipin i Wysp Aleuckich [152], [153], [154]. W piątej kolumnie Rys. 75 znajdują się baseny związane z granicami i uskoki transformującymi. Pary sił powodują rozciąganie i zapadanie się skorupy, stąd baseny tego typu nazywane są basenami z rozciągania (ang. pull apart), (zob. [Granice transformujące](#)). Do klasycznych przykładów tego typu basenów powstałych w warunkach intrakontynentalnych należy basen wiedeński, a w Karpatach polskich zapadlisko orawsko-nowotarskie [90], [151], [155]. Baseny z rozciągania mogły tworzyć się również na granicy kontynent-ocean [134], [156].

Orogeza i epejrogeza

Orogeneza i epejrogeneza - definicje podstawowe

DEFINICJA

Definicja 9: Orogeneza

inaczej górotwórczość, to termin oznaczający powstawanie gór w sensie geologicznym, jako pasm fałdowych, niekiedy jest używany w odniesieniu do tworzenia się gór w sensie topograficznym, tj. do wypiętrzenia pewnych obszarów względem otoczenia [18], [11], [22], [12].

Orogen to obszar, na który oddziałuje orogeneza [18], [11], [22], [12].

Kolizja jest to wzajemne mechaniczne oddziaływanie płyt litosferycznych. Często używany jest termin kolizja kontynentalna, oznaczający zderzenie dwóch płyt litosfery kontynentalnej (zob. [Orogeny kolizyjne](#)), [78], [57].

DEFINICJA

Definicja 10: Epejrogeneza

inaczej ruchy epejrogeniczne, łądotwórczość lub ruchy łądotwórcze, to powolne, pionowe ruchy skorupy ziemskiej powodujące podnoszenie się lub obniżanie znacznych jej obszarów, bez zmiany ich struktury (zob. [Ruchy epejrogeniczne i ich przyczyny](#)). Według przeważających poglądów ruchy epejrogeniczne są wywołane zaburzeniami izostazji, bądź zmianami gęstości i objętości materiału skalnego w wyniku zmian termodynamicznych (temperatury, ciśnienia), zachodzących w dolnej części skorupy ziemskiej i w górnym płaszczu Ziemi [18], [11], [22], [12]. Jednym z efektów tych ruchów jest wywołanie transgresji i regresji morskich (zob. [Procesy związane z epejrogenezą](#)).

DEFINICJA

Definicja 11: Akrecja

to proces przyrostu lub wzrostu, zazwyczaj przez stopniowe nagromadzenie dodatkowego materiału (zob. [Akrecja skorupy kontynentalnej](#)). W teorii tektoniki płyt, termin akrecja kontynentalna jest najczęściej używany jako proces, w którym materiał jest dodawany do kontynentalnej płyty litosfery w strefie subdukcji [57], [157].

Definicja 12: Kraton

rozległy fragment skorupy ziemskiej, zwłaszcza kontynentalnej, nie podlegający znacznemu fałdowaniu, w przeciwieństwie do obszarów otaczających [18], [11], [22], [12]. Kraton może występować w formie platformy lub tarczy (Rys. 76).

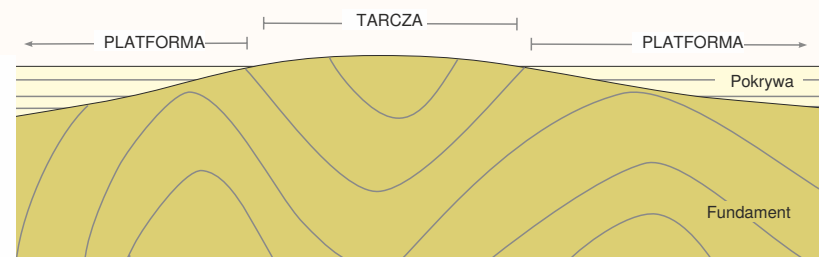
Platforma to znacznych rozmiarów obszar kontynentalnej skorupy ziemskiej zbudowany z dwóch pięter strukturalnych:

- fundamentu (podłoża) platformy,
- pokrywy platformowej,

różniących się stylem architektonicznym (Rys. 76).

Fundament platformy tworzą skały magmowe i metamorficzne, sfałdowane i wypiętrzone wskutek ruchów górotwórczych w archaiku i proterozoiku (platformy stare - prekambryjskie) lub w paleozoiku (platformy młode), a następnie zrównane (zdenudowane) (Rys. 76).

Pokrywa platformowa jest zbudowana głównie ze słabo zdeformowanych tektonicznie skał osadowych (Rys. 76), [18], [11], [22], [12].



Rysunek 76: Wzajemny stosunek platformy i tarczy w obrębie kratonu.

Tarcza jest to wypukła, nie przykryta osadami część fundamentu krystalicznego platformy, pozbawiona pokrywy platformowej, np. tarcza bałtycka, tarcza kanadyjska (Rys. 183), [18], [11], [22], [12].



Rysunek 77: Kraton wschodnioeuropejski, w skład którego wchodzi: tarcza bałtycka (fennoskandynawska), tarcza ukraińska i platforma wschodnioeuropejska.

DEFINICJA

Definicja 13: Krawędź pasywna

obszar graniczny pomiędzy skorupą kontynentalną i oceaniczną zawarty w całości w jednej płycie litosfery. Pasywność oznacza, że aktywność tektoniczna jest tu minimalna [158], [57].

DEFINICJA

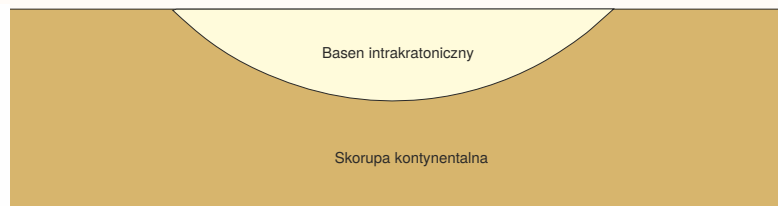
Definicja 14: Sedymentosfera

całkowita ilość osadów na Ziemi, jak również środowisko, w którym znajdują się i tworzą osady [159].

DEFINICJA

Definicja 15: Basen

zagłębienie w powierzchni Ziemi; termin ten w geologii używany jest najczęściej w odniesieniu do basenów osadowych, czyli regionów Ziemi, w których następuje gromadzenie się (akumulacja) osadów (Rys. 78), (zob. [Baseny sedimentacyjne a tektonika płyt](#)), [18], [11], [22], [12], [90].

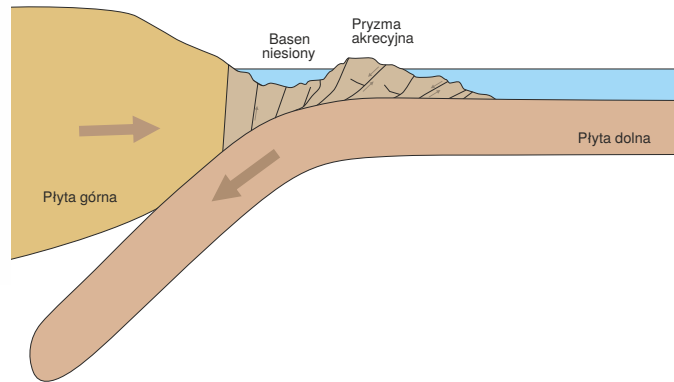


Rysunek 78: Basen intrakratoniczny.

Akrecja skorupy kontynentalnej

Akrecja skorupy kontynentalnej następuje w wyniku:

- tworzenia się pryzmy akrecyjnej,
- nasunięcia utworów morskich na płyty kontynentalne,
- przyrostu na granicach pasywnych,
- podklejania magmowego od spodu płyt litosfery i wylewów bazaltowych kontynentalnych.

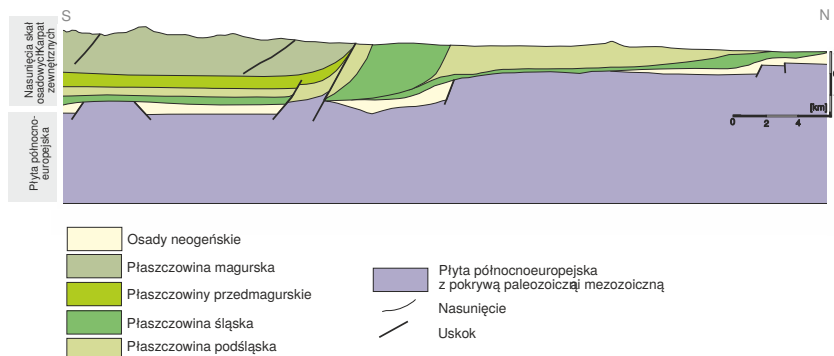


Rysunek 79: Pryzma akrecyjna w strefie subdukcji.

Pryzma akrecyjna tworzy się z materiału narastającego w strefie subdukcji (zob. [Architektura strefy subdukcji](#)), [123], [90], [11], [22], [125], [117], [160] na zbieżnej granicy płyt litosfery. W skład tego materiału wchodzi:

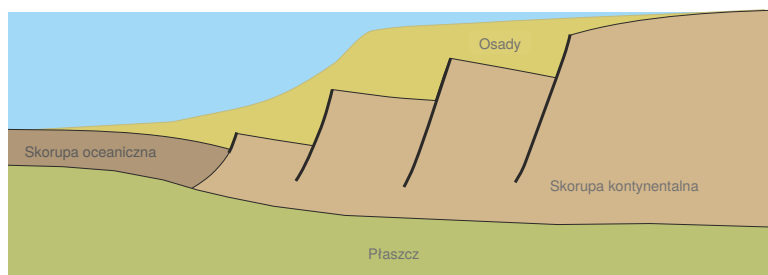
- bazalty z gór podmorskich znajdujących się pierwotnie na płycie subdkującej,
- osady pelagiczne i hemipelagiczne,
- osady rowu oceanicznego, a więc turbidyty, które mogą pochodzić z oceanicznego łuku wulkanicznego, kontynentalnego łuku wulkanicznego i orogenu typu andyjskiego, jak również sploty grawitacyjne (olistostromy),
- osady basenów niesionych (ang. piggy-back), czyli małych basenów znajdujących się w zagłębieniu na powierzchni pryzmy akrecyjnej,
- fragmenty skorupy oceanicznej lub wysokociśnieniowe skały metamorficzne wypchnięte z głębszej strefy subdukcji.

Nasunięcie utworów morskich na płyty kontynentalne ma miejsce w orogenezach kolizyjnych (zob. [Orogeny kolizyjne](#)), [18], [151]. Przykładem jest nasunięcie morskich utworów Karpat Zewnętrznych dla płytę północnoeuropejską ([Rys. 80](#)).

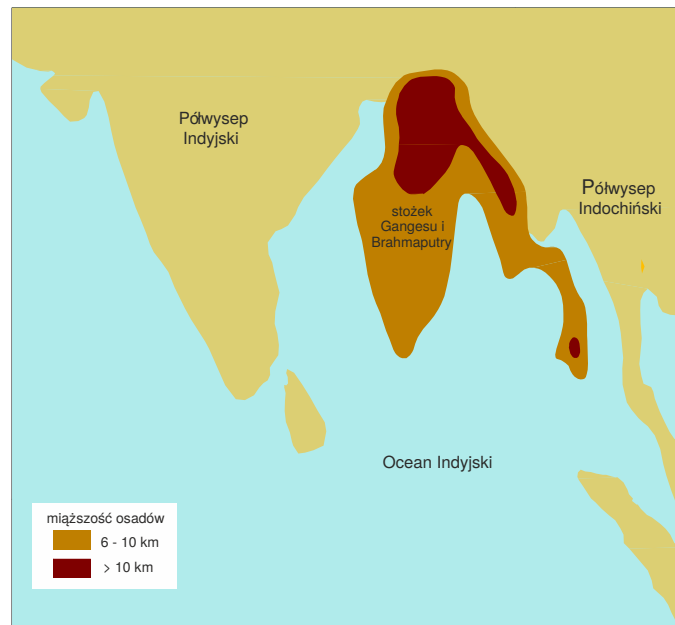


Rysunek 80: Nasunięcie morskich utworów Karpat Zewnętrznych na płytę północnoeuropejską.

Przyrost na granicach pasywnych ([Rys. 81](#)), [90], [147], [148]. Przyrost ten ma miejsce na krawędziach oceanów Atlantyckiego, Arktycznego i Indyjskiego. Może przekraczać 10 km w przypadku delt i stożków podmorskich dużych rzek ([Rys. 82](#)), [161], [162].



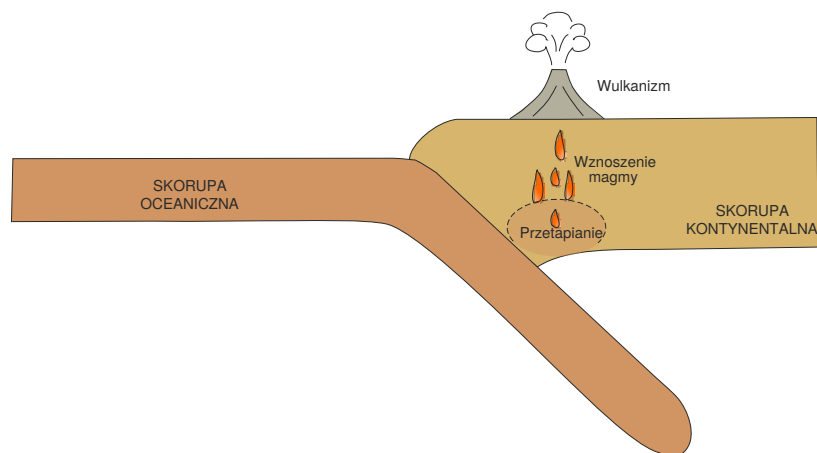
Rysunek 81: Architektura krawędzi pasywnej.



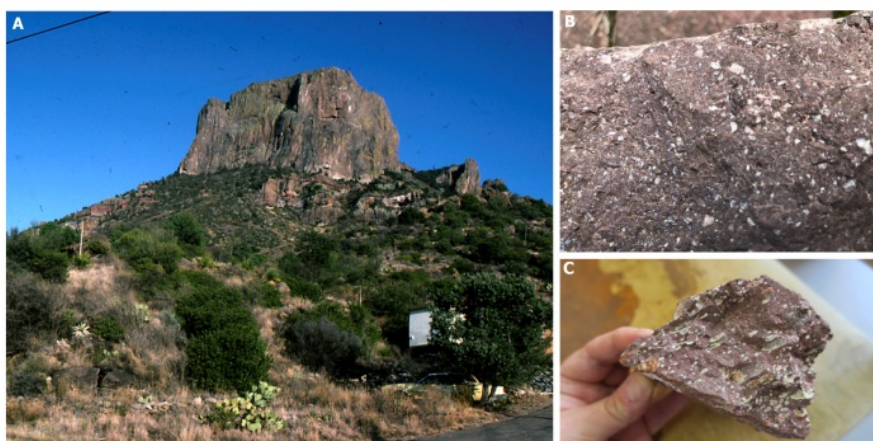
Rysunek 82: Stożek podmorski Gangesu i Brahmaputry.

Podklejanie magmowe od spodu płyt litosfery [22], [163], [164] ma miejsce wówczas, gdy wznoszące się magmy obojętne i zasadowe (Rys. 83) są uwięzione w skorupie. Magmy te stygnąc powodują pogrubienie skorupy (zob. Środowiska powstania skał magmowych). Może to być związane z:

- aktywną subdukcją (Rys. 84A),
- magmatyzmem postorogenicznym (Rys. 84B i C),
- magmatyzmem anorogenicznym.



Rysunek 83: Przetapianie skał i wznoszenie się magmy w strefie subdukcji.



Orogeny bezkolizyjne

Podział na orogeny bezkolizyjne i kolizyjne wywodzi się od J. F. Dewey'a i J. M. Birda [78]. W pracy "Mountain belts and the new global tectonics" wyróżniono dwa rodzaje pasm orogenicznych:

- pas orogeniczny powstający tam, gdzie łuk wulkaniczny rozwija się na płycie górnej nad płytą dolną, czyli **orogen bezkolizyjny**,
- pas orogeniczny będący wynikiem kolizji kontynent-kontynent lub kontynent-łuk wyspowy, czyli **orogen kolizyjny** (zob. [Orogeny kolizyjne](#)).

Inwentarz litologiczny orogenów bezkolizyjnych i kolizyjnych obejmuje skały:

- magmowe,
- osadowe,
- metamorficzne.

W skład skał magmowych (zob. [Środowiska powstania skał magmowych](#)) wchodzi:

- intruzje i skały pochodzące z inkorporowanej skorupy kontynentalnej,
- intruzje i skały pochodzące z inkorporowanej litosfery oceanicznej,
- skały wulkaniczne.

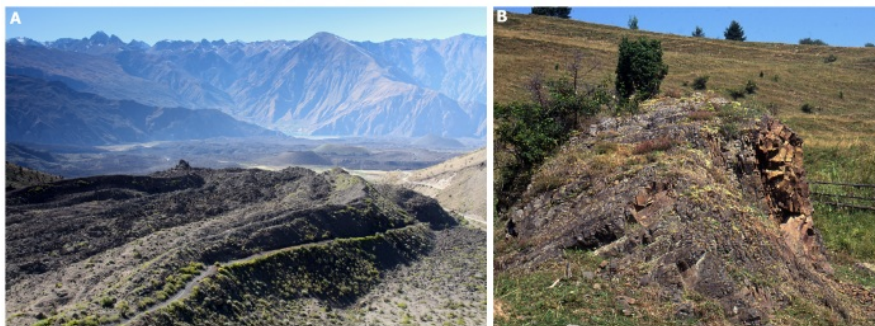
[Rys. 85](#) pokazuje granity (zob. [Skały skrajnie kwaśne i kwaśne](#)) reprezentujące paleozoiczne intruzje (batolity). Na [Rys. 85A](#) widać karboński granit masywu Żulovej, wieku ok. 300 mln lat (kamieniołom Vycpálek, Sudety, Republika Czeska), zaś na [Rys. 85B](#) dolnopaleozoiczny granit rumburski z przełomu Nysy na północ od Bogatyni (Sudety, Polska). [Rys. 86](#) pokazuje gabbro z inkorporowanej skorupy oceanicznej (ofiolit) w orogenicie Gór Chingaj (okręg Bayankhongor, Mongolia). [Rys. 87A](#) przedstawia skały wulkaniczne w Dolinie Wulkanów, Kordyliery Zachodniej (Andy, Peru), a [Rys. 87B](#) dolnokredowy - wieku ok. 140 mln lat - bazalt,olistolit w górnokredowo-paleogeńskim, osadzonym ok. 70 do 20 mln lat temu, fliszu przyzmy akrecyjnej pienińskiego pasa skałkowego (Biała Woda, Małe Pieniny).



Rysunek 85: A: karboński granit (Sudety, Republika Czeska), B: dolnopaleozoiczny granit (Sudety, Polska).



Rysunek 86: Gabro (Mongolia).

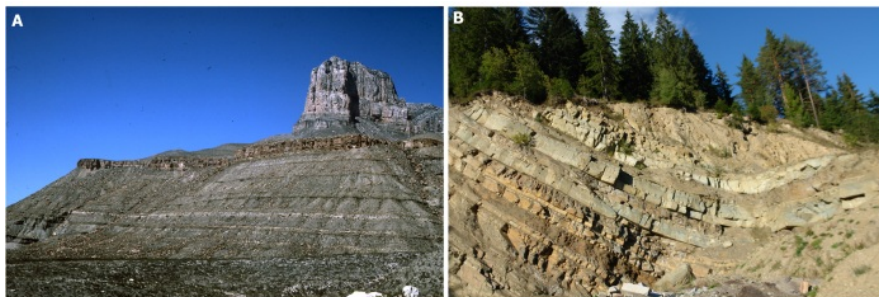


Rysunek 87: A: wulkanity w Dolinie Wulkanów (Andy, Peru). Fot. Andrzej Gałaś. Wykorzystano za zgodą autora ; B: bazalt (Małe Pieniny, Polska).

W skład skał osadowych wchodzi:

- utwory osadzone w basenach związanych z granicami dywergentnymi, konwergentnymi i transformującymi (zob. [Baseny sedymentacyjne a tektonika płyt](#)),
- skały osadzone na skorupie oceanicznej (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#)),
- skały osadzone na grzbietach dzielących baseny.

Skały osadowe mogą być niesfałdowane ([Rys. 88A](#)), jak w przypadku permskich, osadzonych około 260 do 250 mln lat temu płytkowodnych wapieni wypiętrzonych na wysokość 2667 m w górotworze bezkolizyjnym Gór Skalistych albo sfaldowane ([Rys. 88B](#)), jak w przypadku grubotawicowych piaskowców i łupków fliszu przyzmy akrecyjnej Karpat Zewnętrznych.



Rysunek 88: A: niesfałdowane wapień (Guadalupe Peak, Teksas, USA), B: sfaldowane piaskowce i łupki (Jasenica, Słowacja).

W skład skał metamorficznych ([Rys. 89](#)), (zob. [Skały metamorficzne - wprowadzenie](#)) wchodzi:

- utwory pochodzące z inkorporowanej skorupy kontynentalnej,
- skały zmienione w czasie orogenezy tworzącej orogen.



Rysunek 89: A: skały metamorfizmu regionalnego – gnejsy gieraltowskie (Międzygórze, Sudety), B: skały ultrametamorfizmu – migmatyty (Himalaje Garhwalu, Indie).

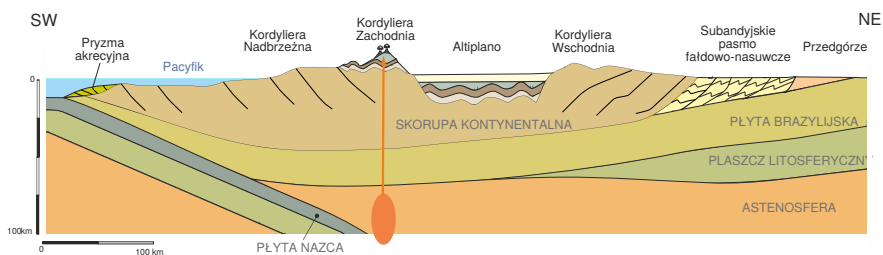
Rys. 90 przedstawia najważniejsze orogeny bezkolizyjne Ziemi.



Rysunek 90: Aktywne orogeny bezkolizyjne Ziemi.

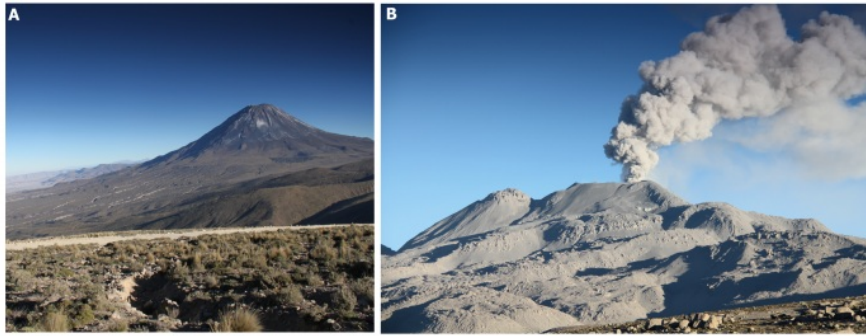
Orogeny te mają przebieg równoległy do stref subdukcji. Większość z nich rozmieszczona jest wokół pacyficznego pierścienia ognia. Najbardziej znanym orogেনem bezkolizyjnym są Andy, dlatego też często orogenezę bezkolizyjną nazywamy orogenezą typu andyjskiego [78]. Andy są pasmem górskim rozciągającym się na długości około 8000 km, od Morza Karaibskiego po Ziemię Ognistą. Ich historia sięga prekambriu i charakteryzuje się skomplikowanymi procesami tektonicznymi, które obejmują akrecję, kolizję i subdukcję [107]. W zachodniej części Andów mniejsze elementy tektoniczne zderzały się z Ameryką Południową, która była w paleozoiku i wczesnym mezozoiku częścią Gondwany, a następnie Pangei. Subdukcje były czynne od prekambriu, w szczególności aktywne były po utworzeniu Pangei w późnym paleozoiku, kiedy powstał tak zwany pangejski pierścień ognia [59]. W skład współczesnych Andów wchodzi różne regiony charakteryzując się występowaniem lub brakiem wulkanów, obdukcji i ofiolitów, a także różnym stopniem aktywności sejsmicznej. Obszarem, reprezentującym klasyczną orogenezę typu andyjskiego jest centralna strefa wulkaniczna w Peru, Boliwii, w północnym Chile i przyległej części Argentyny [108]. Rejon ten jest przedmiotem badań polskich geologów z Akademii Górniczo-Hutniczej [165].

Rys. 91 sporządzony na podstawie [166], [107] przedstawia schematyczny przekrój przez Andy.



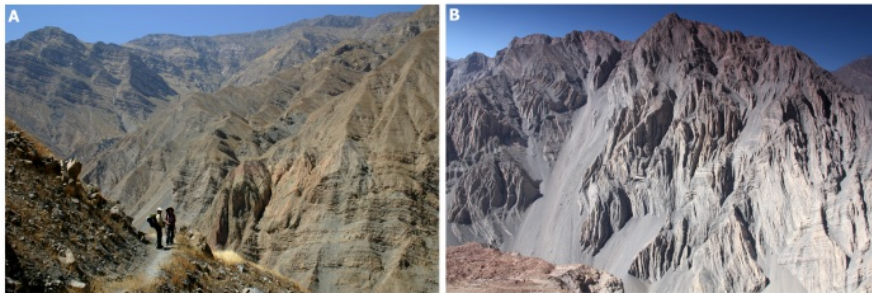
Rysunek 91: Schematyczny przekrój przez Andy.

Litosfera oceaniczna płyty Nazca jest subdukowana pod kontynent południowoamerykański. Na granicy płyt znajduje się rów oceaniczny i pryzma akrecyjna. Z subdukcją związane jest przetapianie materiału płaszcza i wznoszenie się płynnej magmy, która tworzy łuk wulkaniczny Kordyliery Zachodniej (Rys. 92). Magma ma charakter andezytowy, wulkan wyrzuca duże ilości materiału piroklastycznego.



Rysunek 92: A: Wulkan Misti, B: erupcja wulkanu Subancayo (Kordyliera Zachodnia, Andy, Peru). A-B: fot. Andrzej Gałaś. Wykorzystano za zgodą autora.

Nasuwanie się na siebie elementów krystalicznego podłoża, jak również podklejanie magmowe powoduje pogrubianie skorupy kontynentalnej w rejonie Andów i podniesienie górotworu wywołane izostazją. W formowaniu się pasma fałdowo-nasuwczego biorą udział skały osadowe, które są silnie zdeformowane. Brak jest jednak wpływu metamorfizmu albo jest on bardzo słaby. Morfologia Andów jest uwypuklona przez działalność erozyjną rzek, które wcinają się, tworząc głębokie kaniony (Rys. 93).



Rysunek 93: A: głęboko wcięta Dolina Huambo (Kordyliera Zachodnia, Andy, Peru), B: silnie zdeformowane skały osadowe. A-B: fot. Andrzej Gałaś. Wykorzystano za zgodą autora.

W obszarze zatukowym znajduje się obniżony obszar rozległego płaskowyżu Altiplano.

Orogeny kolizyjne

Rys. 94 przedstawia najważniejsze współczesne orogeny kolizyjne Ziemi. Jako orogeny kolizyjne uznano pasy orogeniczne będące wynikiem kolizji kontynent-kontynent [78].



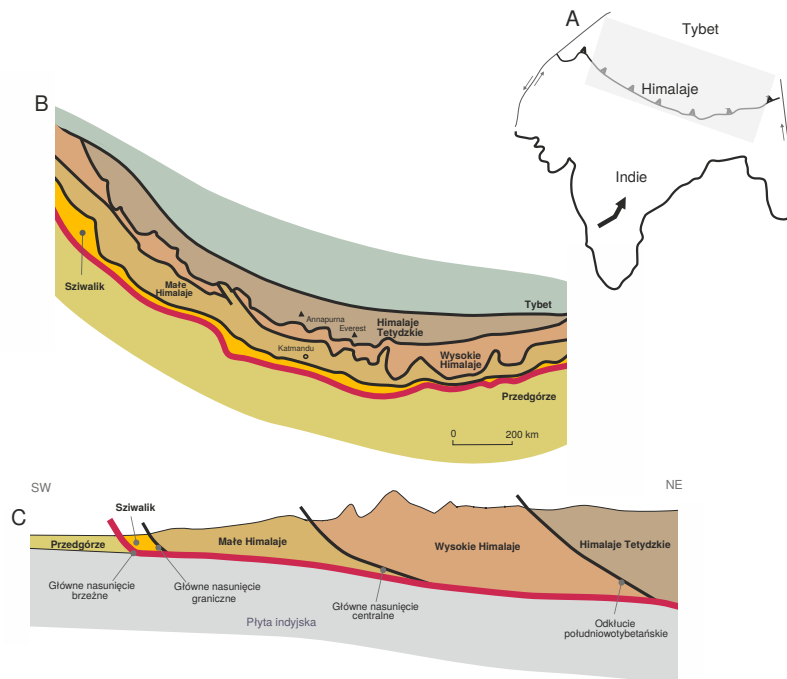
Rysunek 94: Aktywne orogeny kolizyjne Ziemi.

W przeszłości duże znaczenie miały również kolizje kontynent-tuk wyspowy.

W gruncie rzeczy pasma orogeniczne przedstawione na Rys. 94 można uznać za jeden system orogeniczny, zwany alpejsko-himalajskim systemem górskim, od najbardziej znanych gór – Alp w Europie i Himalajów w Azji [111]. System ten powstał w orogenezie alpejsko-himalajskiej, która rozpoczęła się w kredzie, ok. 140 mln lat temu i trwa po dzień dzisiejszy. Pasma górskie rozciągają się od Afryki północno-zachodniej na zachodzie po Chiny i Azję południowo-wschodnią na wschodzie. Związane są z oceanem Tetyda [63], [167], który powstał na przełomie paleozoiku i mezozoiku, a którego pozostałością jest Morze Śródziemne (zob. Modele ruchu płyt litosferycznych). Osady oceaniczne Tetydy znane są z wielu pasm górskich, między innymi z Karpat w Polsce.

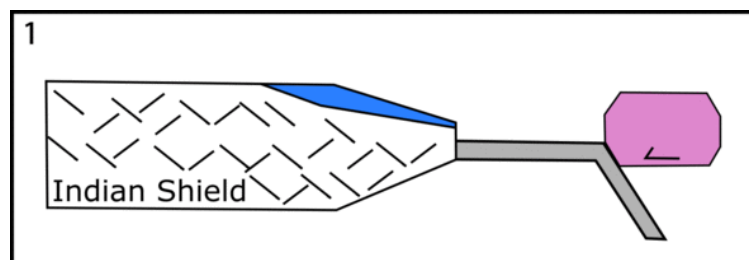
Najwyższym pasmem górskim na tym obszarze są Himalaje, w których najwyższy szczyt Mont Everest ma wysokość 8826 m n.p.m. (Rys. 95). O ile Andy są najbardziej reprezentatywnym orogenem bezkolizyjnym, to Himalaje są najbardziej reprezentatywnym

orogem kolizyjnym. To pasmo górskie rozciąga się na 2400 km przy średniej szerokości około 200-300 km w Pakistanie, Indiach, Chinach, Nepalu i Butanie [112].



Rysunek 95: A: położenie Himalajów i lokalizacja rysunku B, B: szkic tektoniczny Himalajów, C: schematyczny przekrój przez Himalaje Garhwalu (Indie).

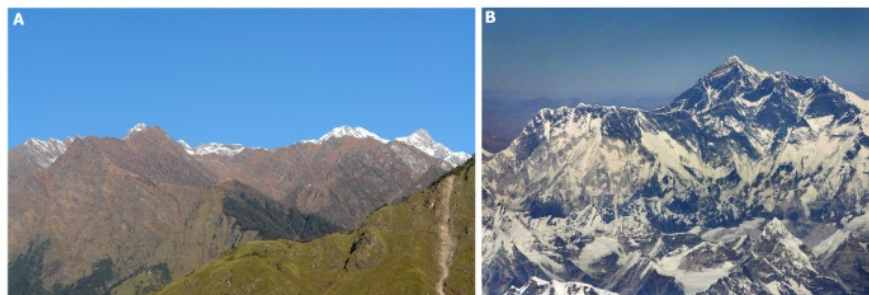
Himalaje powstały w wyniku zderzenia płyty litosferycznej Indii z płytą euroazjatycką, a więc kolizji 2 kontynentów [113], [168], [169]. Zamknięcie Tetydy nastąpiło około 50 mln lat temu i w tym czasie płyta indyjska zaczęła podsuwać się po płytę euroazjatycką [170]. Podsuwanie to trwa do dzisiaj. W wyniku tego procesu nastąpiło podwojenie skorupy kontynentalnej w rejonie Himalajów. Skorupa ta ma grubość około 40 km na przedpolu Himalajów i około 70 km pod najwyższymi szczytami gór. Działanie izostazji (zob. [Ruchy epejrogeniczne i ich przyczyny](#)) spowodowało podniesienie Himalajów na obecną wysokość. Rys. 95 przedstawia schematycznie budowę Himalajów. Widać tu szereg elementów ponasuwanych na siebie i nasuniętych na płytę indyjską. Na przedpolu gór znajduje się Nizina Hindustańska, płaskie przedgórze, wypełnione głównie osadami czwartorzędowymi, naniesionymi przez rzekę Ganges i jej dopływy. Na przedgórzu nasunięty jest element tektoniczny Sziwalik. Granicę pomiędzy przedgórzem, a Sziwalikiem wyznacza główne nasunięcie brzeżne. Z kolei główne nasunięcie graniczne wyznacza granicę pomiędzy Sziwalikiem i Małymi Himalajami, a główne nasunięcie centralne granicę pomiędzy Małymi Himalajami a Wysokimi Himalajami. Sziwalik składa się z osadów rzecznych pochodzących z wypiętrzających się Himalajów. Miąższość ich osiąga kilka tysięcy metrów (do 6 km). Tego rodzaju osady nazywamy molasą przez analogię do osadów zapadliska przedgórskiego Alp [18], [90]. Małe Himalaje i Wysokie Himalaje zbudowane są ze skał prekambryjskich, to znaczy starszych, niż 550 mln lat. Są one przeważnie silnie zmetamorfizowane (zob. [Orogeny bezkolizyjne](#)). Reprezentują odłupione fragmenty płyty indyjskiej. Odłupienie to i nasunięcia są wynikiem kolizji płyt tektonicznych. Rys. 96 przedstawia model powstawania Himalajów. Kolorami zaznaczono główne jednostki tektoniczne. Kolor szary to litosfera oceaniczna, kolor niebieski – Małe Himalaje, fioletowy – Wysokie Himalaje, a zielony – Himalaje Tetydzkie. Skrótami zaznaczono nasunięcia. MBT to główne nasunięcie graniczne, MCT główne nasunięcie centralne, a STD to odłupienie południowotybetańskie.



Rysunek 96: Model powstawania Himalajów (objaśnienia w tekście). 11awpt1, Accreted Terrane Model.gif, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: Wikimedia Commons.

Wzdłuż odłupienia południowotybetańskiego na Wysokie Himalaje nasunięte są Himalaje Tetydzkie. Zbudowane są one ze skał o miąższości ok. 12 000 m wieku kambr – eocen, osadzonych na pasywnej krawędzi oceanu. Zawierają również ofiolity (zob. [Ofiolity i obdukcja](#)) reprezentujące fragmenty skorupy oceanicznej. Wysokie Himalaje i Himalaje Tetydzkie zawierają intruzje

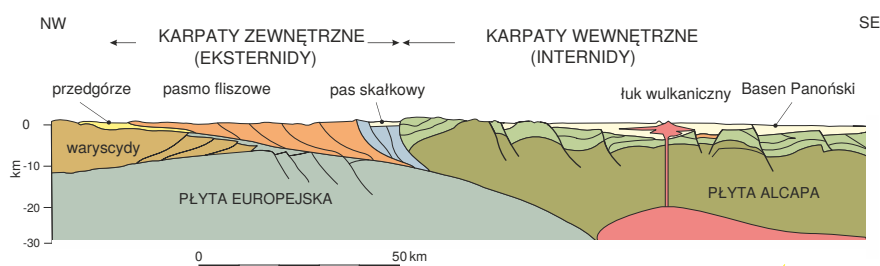
kenozoicznych, młodszych niż 50 mln lat granitów (zob. [Skały skrajnie kwaśne i kwaśne](#)), [171]. Najwyższe szczyty górotworu znajdują się w Wysokich i Tetydzkich Himalajach ([Rys. 97](#)).



Rysunek 97: A: Male i Wysokie Himalaje (Garhwal, Indie). Fot. – archiwum aut.; B: Mont Everest, Nepal. Fot. Mt Everest Aerial.jpg, licencja CC BY 2.0, źródło: Wikimedia Commons.

Nasunięcia w Himalajach skierowane są w jedną stronę, na południe i w związku z tym Himalaje są orogেনem niesymetrycznym. Jeżeli nasunięcia są skierowane w dwie przeciwne strony to mamy do czynienia orogেনem symetrycznym. Podział ten stosowany jest zarówno do orogেনów kolizyjnych, jak i bezkolizyjnych. Przykładem orogenu symetrycznego są Andy (zob. [Orogeny bezkolizyjne](#)).

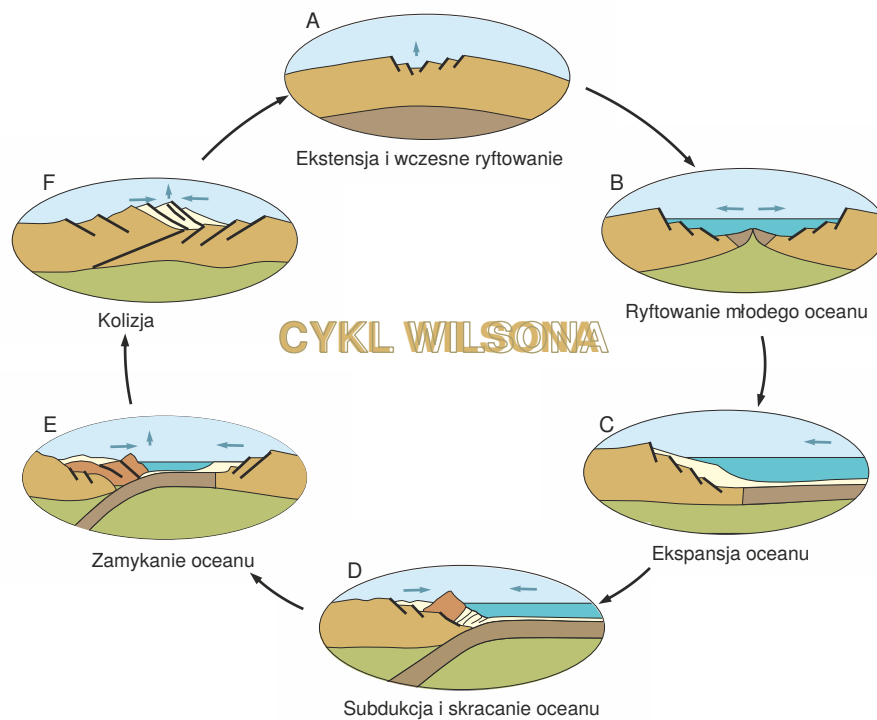
Karpaty Zachodnie są również orogেনem kolizyjnym, powstały w wyniku kolizji płyty ALCAPA z Płytą Europejską [172], [173]. ALCAPA (skrót od Alps-Carpathians-Pannonian; Alpy, Karpaty, Pannonia) była mikro płytą znacznie mniejszą od Indii, w związku z czym kolizja nie miała charakteru kontynentalnego. Pogrubienie skorupy jest mniejsze, a Karpaty są znacznie niższe od Himalajów. Można tu wyróżnić internidy, reprezentowane przez zdeformowaną płytę ALCAPA i eksternidy, reprezentowane przez skały osadzone w basenach usytuowanych pomiędzy płytami przed ich kolizją ([Rys. 98](#)). Podział na internidy i eksternidy można zaobserwować w wielu orogেনach kolizyjnych, nie da go się natomiast zastosować w Himalajach.



Rysunek 98: Schematyczny przekrój przez Karpaty Zachodnie z wyróżnionymi internidami i eksternidami.

Mechanizm kolizji

Kolizja i jej fazy są częścią geotektonicznego cyklu, zwanego **cyklem Wilsona** [174], [175].



Rysunek 99: Cykl Wilsona.

Stadia cyklu Wilsona

- W **stadium embrionalnym** (Rys. 99A) dochodzi do rozwoju nowej strefy ryftowej, która może się tworzyć na terenach kontynentalnych (zob. [Granice dywergentne](#) oraz [Geneza ryftu](#)), [86], [55], [7]. Stadium to rozpoczyna się zwykle rozwojem tzw. kopuły lub wału termicznego,ciągącego się niekiedy tysiącami kilometrów, przy szerokości dochodzącej do kilkuset kilometrów. Powstaje ono w rezultacie oddziaływania na skorupę kontynentalną lub oceaniczną gorącego, wstępującego prądu konwekcyjnego (zob. [Ciepło Ziemi](#)). Gorąca materia astenosfery wdziera się ku coraz wyższym częściom litosfery, powodując jej nadtopienie i wydźwignięcie. Jednocześnie górna część litosfery, na którą oddziałuje mniejsze ciśnienie, zachowuje się jak ciało kruche i pęka wzdłuż licznych linii uskoku. W tej fazie, w szczytowej części wypiętrzanego wału, tworzą się systemy głębokich i dość szybko obniżających się rowów tektonicznych. Osiągają one z reguły 30-60 km szerokości i około 5000 m głębokości. Wzdłuż szczelin uskoku rozwijają się także intruze magmowe oraz wylewy law wulkanicznych. W dnach rowów gromadzą się natomiast sekwencje osadów jeziornorzecznych i bagiennych. Ich krawędzie mają z reguły charakter uskoku. Serią stopni ograniczonych uskoku zrzutowymi obniżają się w kierunku centrum ryftu. Na poszczególnych stopniach spotyka się często sekwencje osadów lądowych, przewarstwionych nierzadko pokrywami wulkanicznymi. Dopiero na takich utworach spoczywają niezgodnie najstarsze serie osadów morskich o charakterze szelfowym.
- W **stadium młodocianym** (Rys. 99B), w wyniku poziomego rozciągania litosfery, rozwija się z czasem strefa rozrostu dna oceanicznego (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#)), charakteryzująca się często wyraźną symetrią. W osiowej części tej strefy, o szerokości dochodzącej do kilku kilometrów, rozwijają się intensywnie procesy podmorskiego wulkanizmu (zob. [Rozmieszczenie wulkanów](#)). To właśnie tutaj powstaje nowa skorupa oceaniczna (zob. [Skorupa oceaniczna](#)), która jest znacznie cieńsza od skorupy kontynentalnej (zob. [Skorupa kontynentalna](#)), lecz charakteryzuje się wyższą gęstością. W tej fazie rozwoju młody ocean jest stosunkowo płytki, jego największe głębokości występują w części osiowej. W całej strefie rozrostu notuje się także dość liczne, lecz zwykle słabe, trzęsienia ziemi (zob. [Związek trzęsień ziemi z tektoniką płyt](#)), których centra znajdują się na głębokościach nie przekraczających 70 km.
- W **stadium dojrzałym** (Rys. 99C) ocean rozrasta się, powstają równie abysalne, sięgające głębokości około 3000 – 6000 km. W wielu miejscach ponad nie sterczą podwodne góry z charakterystycznymi, płaskimi wierzchołkami. Są to tzw. gujoty, czyli dawne wyspy wulkaniczne, które pogrzażyły się pod wodę wraz z obniżającym się dnem oceanicznym (zob. [Pióropusze płaszcza i plamy gorąca](#)). Na krawędziach pasywnych tworzą się serie osadowe o dużej miąższości.
- W **stadium schyłkowym** (Rys. 99D) może jeszcze funkcjonować strefa rozrostu dna oceanicznego, ale jednocześnie na obrzeżach oceanu wykształcają się strefy subdukcji, w których litosfera oceaniczna jest podsuwana pod skorupę kontynentalną (zob. [Procesy strefy subdukcji](#)). Podobnie jak na dzisiejszym Pacyfiku, strefy subdukcji mogą bezpośrednio towarzyszyć wybrzeżom kontynentalnym lub przylegać do łuków wyspowych (zob. [Architektura strefy subdukcji](#)). W wokółoceanicznych strefach subdukcji pochłaniana jest bazaltowa skorupa oceaniczna, często wraz z pokrywającymi ją osadami. Tempo procesu pochłaniania litosfery, w konfrontacji z prędkością narastania w nowej strefie rozrostu dna, decyduje o dalszym rozwoju basenu oceanicznego.

- **Stadium reliktowe** (Rys. 99E) zaznacza się dopiero wówczas, kiedy proces tworzenia nowej litosfery w strefach rozrostu nie nadąża za tempem jej pochłaniania w strefach subdukcji i następuje stopniowe zwężanie się i zanik oceanu. Z czasem w takim basenie strefa rozrostu dna oceanicznego zupełnie zanika, a pozostają jedynie mniej lub bardziej izolowane zbiorniki mórz śródlądowych, charakteryzujące się dość znacznymi głębokościami.
- W ostatniej, **kolizyjnej fazie** rozwoju oceanu (Rys. 99F), następuje zupełny zanik zbiornika w wyniku kolizji płyt litosfery (zob. **Orogeny kolizyjne**). W samej kolizji formuje się pasmo górskie (pas orogeniczny) (zob. **Orogeny i epejrogeny - definicje podstawowe**). Szczególnie intensywnie działają tutaj procesy dźwigania młodego górotworu względem przedpola, w obrębie którego rozwijają się zwykle rowy przedgórskie. Gromadzą się w nich produkty niszczenia wypiętrzanych gór, a w konsekwencji pojawiają się obniżające ruchy izostatyczne.



PRZYKŁAD

Przykład 5: Przykłady faz stadium Wilsona we współczesnym układzie geotektonicznym

- Przykładem obszaru stadium embrionalnego są Wielkie Rowy Afrykańskie.
- Wzorcowe dla obszaru stadium młodocianego jest Morze Czerwone.
- Ocean Atlantyczny, Arktyczny i Indyjski reprezentują stadium dojrzałe.
- Ocean Spokojny odpowiada stadium schyłkowemu.
- Morze Śródziemne reprezentuje stadium reliktowe.
- Przykładem obszaru kolizyjnego są Himalaje.



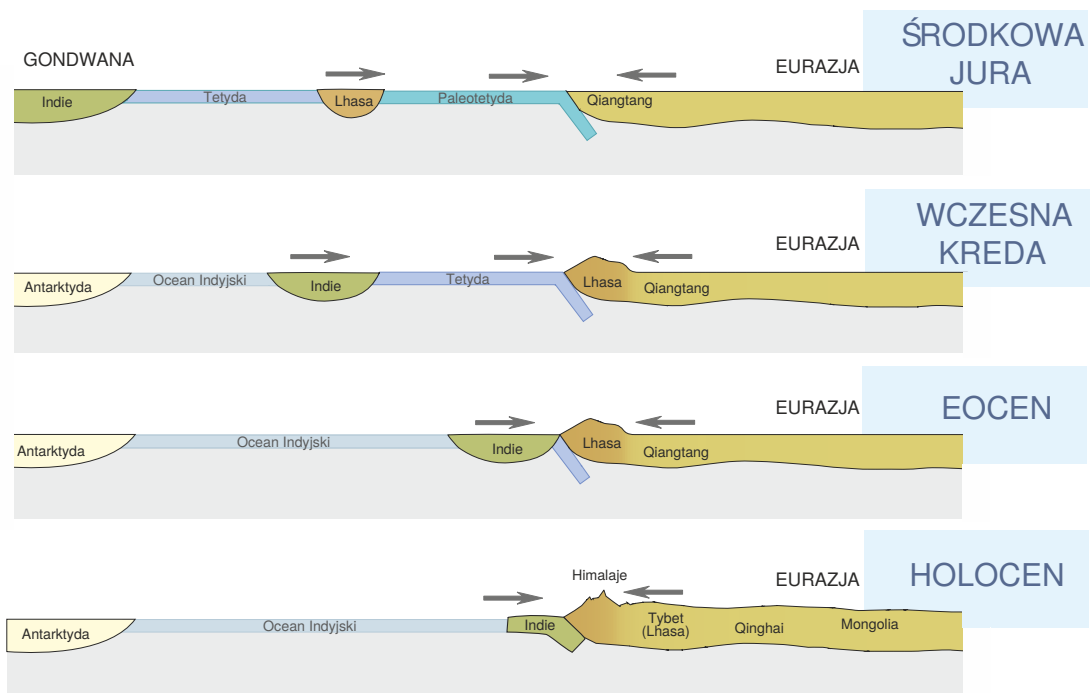
PRZYKŁAD

Przykład 6: Powstanie orogenu himalajskiego

Rys. 100 przedstawia w sposób schematyczny ciąg wydarzeń prowadzących do powstania orogenu himalajskiego [78], [170], [112], [113], [168], [169]. Można tu wyróżnić stadia górotwórcze:

- przedorogeniczne,
- orogeniczne,
- postorogeniczne.

Stadium górotwórcze przedorogeniczne obejmuje okres przed główną kolizją kontynentalną Indii i Eurazji, a więc okres od jury, ok. 160 mln lat temu po eocen, ok. 50 mln lat temu. Pod koniec jury, ok. 135 mln lat temu, nastąpiła kolizja bloku Lhasy z blokiem Qiangtang, będącym częścią Eurazji. W kredzie, ok. 145 do 66 mln lat temu, istniała subdukcja Oceanu Tetydy pod blokiem Lhasy, reprezentującym zewnętrzną krawędź Eurazji. Miała tu miejsce orogeneza bezkolizyjna (zob. **Orogeny bezkolizyjne**). W eocenie, ok. 50 mln lat temu, rozpoczyna się kolizja Indii z blokiem Lhasy, a więc właściwy etap orogeniczny. Następuje oderwanie się litosfery oceanicznej Oceanu Tetydy i podsuwanie się litosfery kontynentalnej Indii pod Eurazję (zob. **Orogeny kolizyjne**). W wyniku pogrubienia skorupy i izostazji następuje wypiętrzanie orogenu i ekshumacja, czyli wyniesienie na powierzchnię Ziemi skał z dużej głębokości. W stadium postorogenicznym w holocenie ma miejsce dalsze wypiętrzanie orogenu, a jednocześnie jego erozja i gromadzenie się na przedgórzu skał z tej erozji pochodzących.



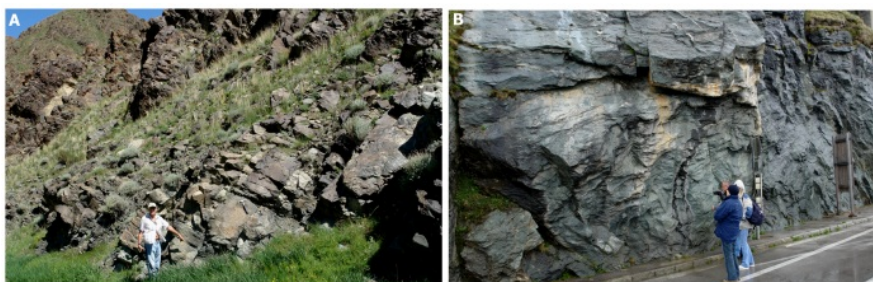
Rysunek 100: Schematyczne (bez skali) profile tektoniki płyt obrazujące ewolucję obszaru wokół Himalajów.

Ofiolity i obdukcja

DEFINICJA

Definicja 16: Ofiolit

to sekwencja skalna reprezentująca część litosfery oceanicznej, podniesiona i umieszczona na kontynencie (Rys. 101), [56], [55], [58], [11], [22], [176], [177], [178]. Ofiolit – dosłownie z greckiego „kamień węzowy”.



Rysunek 101: A: paleozoiczny ofiolit (Bayankhongor, Mongolia), B: mezozoiczny ofiolit Oceanu Tetydy (Wysokie Taury, Austria).

Na sekwencję ofiolitową składają się następujące człony:

- warstwa perydotytowa z takimi skałami, jak harzburgit/lherzolite (zob. [Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne](#)),
- kumulatory perydotytowe (Rys. 102A), dunity (zob. [Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne](#)),
- gabra warstwowa (zob. [Skały obojętne](#)),
- gabra masywne, izotropowe (Rys. 102B), (zob. [Skały obojętne](#)),
- warstwa bazaltowa poprzecinana charakterystycznymi dajkami pakietowymi (Rys. 103A), (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#) oraz [Skały obojętne](#)),
- warstwa bazaltowa w formie law poduszkowych (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#), [Lawa](#) oraz [Skały obojętne](#)),
- skały osadowe, głównie ciemne muły, radiolaryty, rzadziej skały węglanowe.



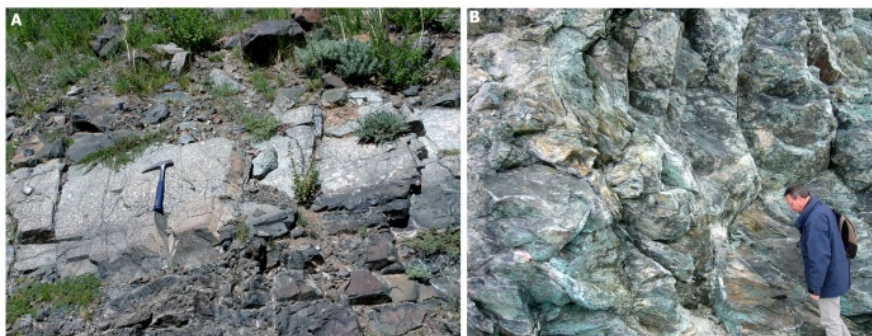
Rysunek 102: A: kumulat paleozoicznego ofiolitu sudeckiego, B: gabro paleozoicznego ofiolitu sudeckiego (A-B: Góra Ślęza, Sudety).

INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 12: Rola ofiolitów w rozpoznaniu litosfery

Sekwencje ofiolitowe są pomocne w rozpoznaniu współczesnej skorupy i litosfery oceanicznej, która w dużej części znajduje się poza zasięgiem bezpośrednich obserwacji. Dotychczas udało się przewiercić tylko 2 górne km skorupy oceanicznej, która ma grubość około 6-7 km. Odtworzenie architektury skorupy oceanicznej (zob. [Skorupa oceaniczna](#)) opiera się na porównaniu struktury ofiolitowej i badań geofizycznych, w szczególności sondowań sejsmicznych [179], [56]. Ofiolity dokumentują istnienie dawnych basenów oceanicznych [176] i jako takie odegrały istotną rolę w ukształtowaniu się teorii tektoniki płyt litosfery. Pomagają w odtworzeniu historii pasm orogenicznych. Udokumentowano szereg stanowisk z ofiolitami. Najbardziej znane to Nowa Kaledonia, Oman, Cypr, Nowa Funlandia, Nowa Zelandia, Kornwalia, Norwegia, Mongolia (np. [Rys. 101A](#), [Rys. 103A](#)). W Polsce sekwencja ofiolitowa znajduje się w masywie Ślęzy w Sudetach ([Rys. 102](#)), [180], [181].

Wiele z sekwencji ofiolitowych pochodzi ze stref grzbietów śródoceanicznych. Niektóre ofiolity zawierają pełną sekwencję wymienioną powyżej, inne jedynie niektóre jej elementy. Ultrazasadowe skały ofiolitów (zob. [Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne](#)) są często przeobrażone w serpentynit ([Rys. 103B](#)). Zmieniają wówczas barwę z czarnej, czy ciemnoszarej na zieloną. Mogą również zostać zmienione w amfibolity (zob. [Skały metamorfizmu regionalnego](#)).



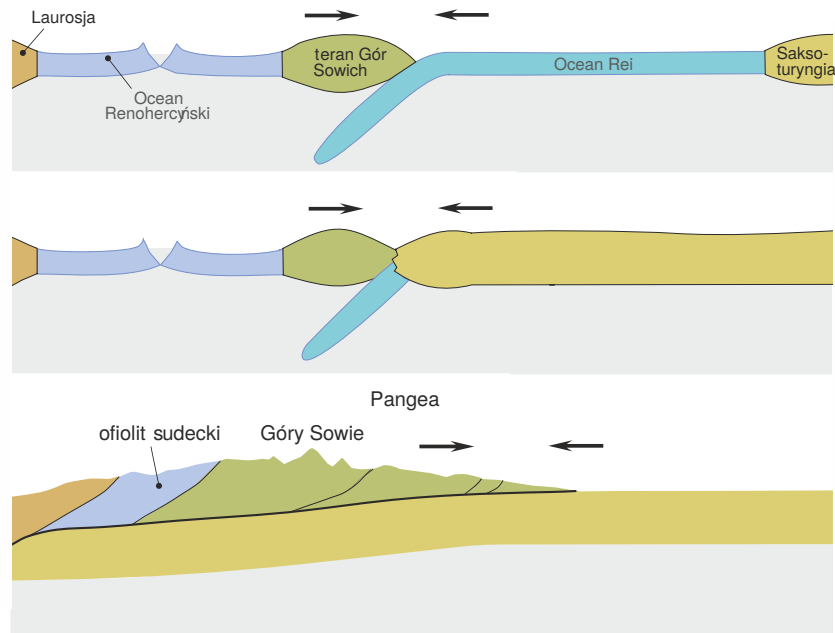
Rysunek 103: A: dajki pakietowe w paleozoicznym ofiolicie (Bayankhongor, Mongolia), B: zserpentynizowany mezozoiczny ofiolit Oceanu Tetydy (Rejon Matterhornu, Szwajcaria).

Proces umieszczenia ofiolitu na kontynencie nazywa się **obdukcją** [182]. Istnieje wiele modeli obdukcji. W zasadzie można je umieścić w dwóch grupach:

- obdukcja związana z orogenezą kolizyjną,
- obdukcja związana z orogenezą bezkolizyjną.

W przypadku obdukcji związanej z orogenezą kolizyjną mamy do czynienia ze zgniataniem litosfery oceanicznej w trakcie kolizji dwóch kontynentów. Obdukcja tego rodzaju przyczyniła się do powstania ofiolitów alpejskich.

Ofiolit sudecki przypuszczalnie jest efektem kolizji kontynentalnej [183]. [Rys. 104](#) przedstawia obdukcję tego ofiolitu. Litosfera oceaniczna powstała na początku dewonu (wiek ofiolitu to 400 mln lat) w basenie załukowym, zwanym Oceanem Renohercyńskim, pomiędzy kontynentem Laurosji, a teranem Gór Sowich. Teran ten był oddzielony Oceanem Rei od elementów tektonicznych związanych z kontynentem Gondwany, takich jak Saksoturungia. Późnopalaeozoiczna orogeneza waryscyjska zamknęła kolejno Ocean Rei i Ocean Renohercyński. Fragmenty litosfery Oceanu Renohercyńskiego zostały nasunięte na teran Gór Sowich tworząc ofiolit sudecki. Ofiolit ten zawiera elementy górnego płaszcza w postaci kumulatów perydotytowych (zob. [Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne](#)), jak i skorupy oceanicznej w postaci gabr i bazaltów (zob. [Skały obojętne](#)), [181].



Rysunek 104: Obdukcja ofiolitu sudeckiego. Profile schematyczne bez skali.

W orogenezie bezkolizyjnej mogą występować ofiolity będące częścią pryzmy akrecyjnej, jak w przypadku ofiolitów Cypru, lub z obdukcją grzbietu śródoceanicznego na kontynent, jak w przypadku ofiolitu Omanu.

Ruchy epejrogeniczne i ich przyczyny

Pionowe ruchy litosfery Ziemi mają miejsce na wielu jej obszarach [18], [5], [56], [11], [22]. W zasadzie ruchom tym nie towarzyszy zmiana struktury geologicznej, to znaczy intensywne fałdowanie i deformacja, aczkolwiek występują one również na obszarach uprzednio sfałdowanych i zdeformowanych. Ruchy pionowe nazywane są ruchami epejrogenicznymi, w odróżnieniu od ruchów orogenicznych, chociaż podział ten, z punktu widzenia teorii tektoniki płyt wydaje się przestarzały, gdyż zachodzą one również w aktywnych orogenach. Niektóre z tych ruchów możemy śledzić i mierzyć współcześnie, inne widoczne są w zapisie geologicznym. Przykładem ruchów wznoszących są Himalaje, Góry Skaliste i Skandynawia. Przykładem ruchów obniżających Holandia, rejon Gdańska, czy wyspy na Pacyfiku.

Ruchy epejrogeniczne czyli pionowe ruchy litosfery wywołane są przez:

- kompensację izostatyczną, w której wyróżniamy czynniki obciążeniowe (fałdowania i tektonika, sedimentacja, zlodowacenia) oraz czynniki odciążeniowe (erozja, deglacja),
- kompensację termiczną.

Oba rodzaje kompensacji mogą współistnieć i wzajemnie się uzupełniać.

Kompensacja izostatyczna

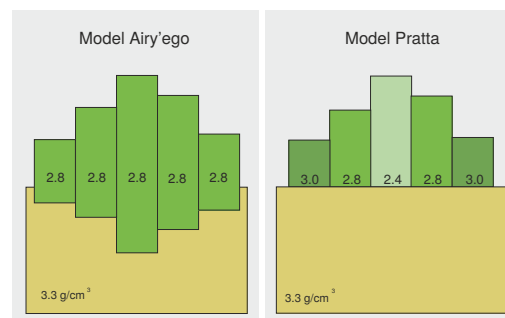
DEFINICJA

Definicja 17: Izostazja

zwana, równowagą izostatyczną to stan równowagi grawitacyjnej między litosferą a astenosferą, termin wprowadzony w 1882 roku przez amerykańskiego geologa Clarence'a Duttona.

Litosfera zachowuje się jak ciało stałe, zaś astenosfera jak ciecz, czyli litosfera „unoszą się” na astenosferze (zob. [Geosfery](#)). Zgodnie z prawem Archimidesa ciało zanurzone w cieczy jest unoszone z siłą równą ciężarowi wypartej cieczy. Natura zawsze dąży do równowagi, w związku z tym w przypadku zaburzenia równowagi następują pionowe ruchy izostatyczne litosfery. Poszczególne fragmenty litosfery mają różną grubość, jak również różną gęstość. Według Airy'ego litosfera zbudowana jest z bloków o różnej grubości, ale zbliżonej gęstości. Bloki o większej grubości są głębiej zanurzone w astenosferze, mając

jednocześnie większą wysokość nad poziomem morza. Według Pratta bloki mają różną gęstość, a bloki o mniejszej gęstości są wyższe (Rys. 105).



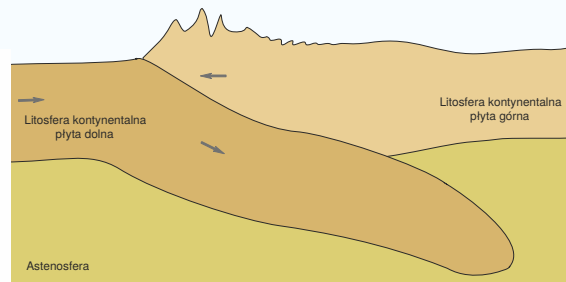
Rysunek 105: Schemat ilustrujący izostatyczną teorię Airy'ego i Pratta.

Obie teorie mają swoje uzasadnienie. Litosfera oceaniczna ma większą gęstość niż litosfera kontynentalna i dlatego dno oceanów znajduje się znacznie niżej niż powierzchnia kontynentów, co potwierdza teorię Pratta. Natomiast w obrębie kontynentów gęstość odgrywa mniejszą rolę, a wysokie góry są tam, gdzie litosfera kontynentalna jest grubsza, na przykład w Himalajach, co potwierdza teorię Airy'ego.

PRZYKŁAD

Przykład 7: Podwojenie litosfery w Himalajach

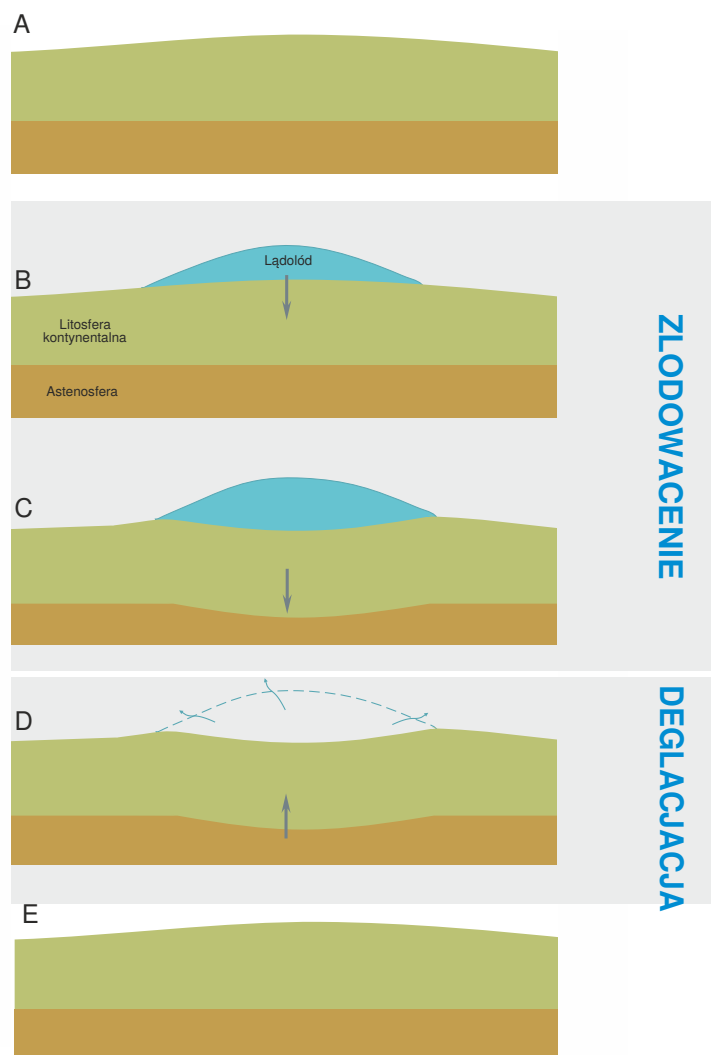
W Himalajach nastąpiło podwojenie litosfery kontynentalnej (zob. [Orogeny kolizyjne](#)) spowodowane podsuwaniem płyty antarktycznej (indyjskiej) pod płytę eurazatycką (Rys. 106). Płyty te są ciągle we wzajemnym ruchu, a więc orogen himalajski jest aktywny, co skutkuje brakiem równowagi izostatycznej. Podlega on aktualnie ruchom wznoszącym, pomimo ciągłego działania czynników erozyjnych, które odprowadzają materiał. W momencie, gdy ruch ustanie, nastąpi równowaga, a kolejne sukcesywne odciążanie przez czynniki erozyjne doprowadzi do powolnego obniżania orogenu. Obniżanie to będzie kompensowane przez podnoszenie izostatyczne. Będzie to trwać aż do całkowitego zrównania orogenu, o ile nie pojawią się inne czynniki.



Rysunek 106: Podwojenie litosfery kontynentalnej.

Czynniki obciążeniowe i odciążeniowe związane są ze zmianami klimatycznymi, zwłaszcza z pojawieniem się lub zanikiem pokryw lądolodów.

Rys. 107 pokazuje schematycznie kolejność ruchów pionowych związanych z działalnością lądolodu. Pojawienie się czapy lodowej wywiera nacisk na litosferę kontynentalną (B), która ugina się pod jego ciężarem (C). Z kolei po ustąpieniu zlodowacenia litosfera kontynentalna podnosi się do góry (D) i wraca do stanu równowagi (A, E).



Rysunek 107: Ruchy pionowe związane z działalnością lądolodu (A-E objaśnione w tekście).



PRZYKŁAD

Przykład 8: Kompensacja izostatyczna Skandynawii

Przykładem ruchów pionowych związanych z działalnością lądolodów jest podnoszenie się Skandynawii. Obszar ten stopniowo podnosi się od czasu stopnienia lądolodu, który pokrywał go w plejstocenie. Średniowieczne przystanie Wikingów są obecnie położone w głębi lądu. Proces ten nie został zakończony, gdyż Skandynawia nie powróciła jeszcze do stanu równowagi.

Obniżanie litosfery kontynentalnej może być związane z obciążeniem osadami wypełniającymi aulakogen (zob. [Geneza ryftu](#)). Obniżanie takie ma miejsce na Morzu Północnym i w przyległym obszarze Holandii. Obniżanie spowodowane obciążeniem osadami może mieć miejsce na pasywnych krawędziach kontynentów, jak również w aktywnych basenach sedymentacyjnych, takich jak Morze Kaspijskie.

Kompensacja termiczna

Kompensacja termiczna (zob. [Ciepło Ziemi](#)) obejmuje zarówno ruchy pionowe podnoszące, jak i obniżające na kontynentach i na oceanach.

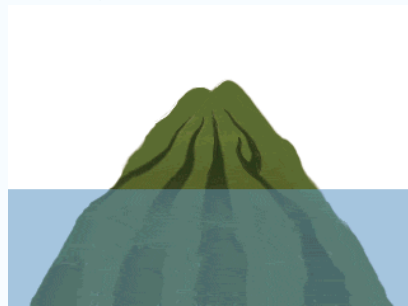
Na kontynentach mamy głównie do czynienia z podnoszeniem termicznym, związanym z obniżeniem gęstości ciał pod wpływem wzrostu ich temperatury. Podnoszenie to często prowadzi do powstania ryftów (zob. [Granice dywergentne](#)). Podnoszenie związane z ogniskami magmowymi nad strefami subdukcji występuje w orogenach bezkolizyjnych, takich jak Andy czy Góry

Skaliste (zob. [Orogeny bezkolizyjne](#)). Podnoszenie termiczne może być również związane z pióropuszami płaszcza i plamkami gorąca (zob. [Pióropusze płaszcza i plamy gorąca](#)). Przykładem takiego podnoszenia są ramiona wielkiego ryftu afrykańskiego, Masyw Tibesti w Afryce czy też Masyw Czeski (Sudety) w Europie Środkowej. Podnoszenie termiczne w oceanach prowadzi między innymi do wypiętrzenia grzbietów śródoceanicznych (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#)), czy też powstania wysp wulkanicznych nad plamkami gorąca. Obniżanie termiczne w oceanach związane jest ze zwiększeniem gęstości stygnącej litosfery oceanicznej.

PRZYKŁAD

Przykład 9: Obniżanie wysp oceanicznych na Pacyfiku

jest kombinacją kompensacji izostatycznej i kompensacji termicznej. Wyspy te powstają na podniesieniach litosfery oceanicznej ponad pióropuszami płaszcza. Kiedy litosfera oceaniczna odsunie się na pewną odległość od pióropusza płaszcza następuje jej stygnięcie i zwiększenie gęstości. Jednocześnie obciążenie litosfery oceanicznej wyspą bazaltową powoduje jej uginanie i obniżanie. Na obniżających się wyspach powstają rafy koralowe, a po jakimś czasie atole, co zostało już zaobserwowane w XIX wieku przez Darwina ([Rys. 108](#)).

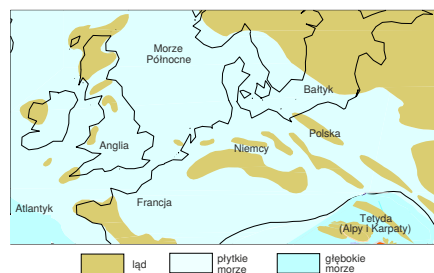


Rysunek 108: Obniżanie wyspy wulkanicznej i powstawanie atolu. NOAA, Coral atoll formation animation.gif, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#).

Procesy związane z epejrogenezą

Ruchy pionowe (zob. [Ruchy epejrogeniczne i ich przyczyny](#)) powodują zmiany stosunku powierzchni morza do kontynentu, co skutkuje zmianami w położeniu linii brzegowej [18], [12], [5], [56], [11], [22]. Wkraczanie morza na ląd nazywa się **transgresją morską**, używa się również terminu onlap; wycofywanie się morza nazywa się **regresją morską**, używa się również terminu offlap [184].

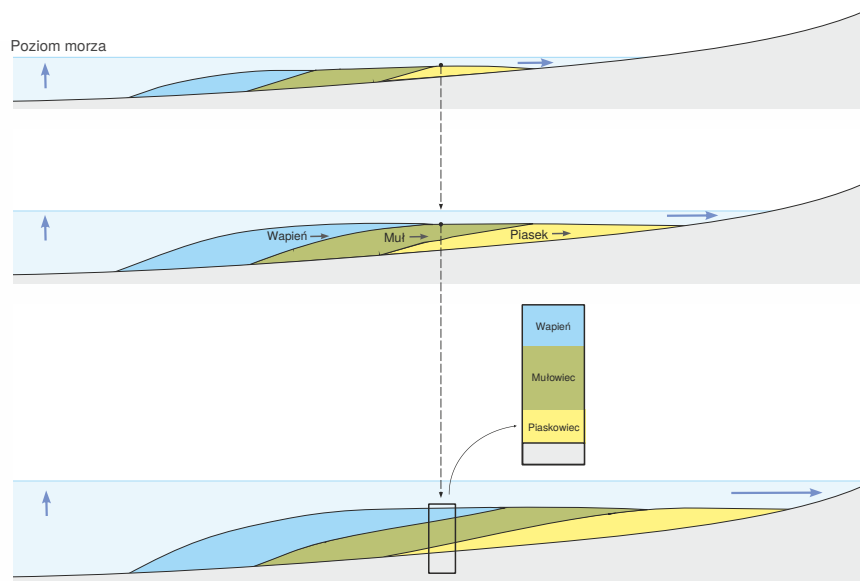
Transgresje i regresje występują lokalnie i powodowane są przez ruchy pionowe litosfery na ograniczonym obszarze. Mogą mieć zasięg znacznie większy, wówczas związane są ze zjawiskiem globalnego podnoszenia się poziomu oceanów na Ziemi. Podnoszenie się poziomu oceanu jest wynikiem zmian klimatycznych, np. uwolnienia wody zgromadzonej w lądolodach lub zmian tektonicznych, np. zmiany konfiguracji oceanów. Przykładowo, w kredzie, ok. 145 do 66 mln lat temu utworzył się stosunkowo płytki basen Oceanu Atlantyckiego, a zmniejszył głębszy basen Protopacyfiku. Zmniejszenie pojemności światowych basenów oceanicznych spowodowało wzrost poziomu mórz na całym świecie. W wyniku wielkiej **transgresji** morze pokrywało między innymi znaczną część Europy, w tym Polski pozakarpackiej ([Rys. 109](#)), [91].



Rysunek 109: Transgresja w późnej kredzie, ok. 90 mln lat temu w Europie.

Rys. 110 ilustruje przesuwanie się facji osadowych podczas **transgresji**. Podczas wkraczania morza na ląd zwiększają swój zasięg osady klastyczne stref płytkich i pokrywają nowo zalewane obszary. Równocześnie następuje migracja w kierunku lądu facji głębszych mułowych, a za nimi węglanowych, które deponowane są bezpośrednio na facjach płytszych. W wyniku tego procesu po lityfikacji powstaje profil transgresywny, który składa się z sekwencji skał (od dołu):

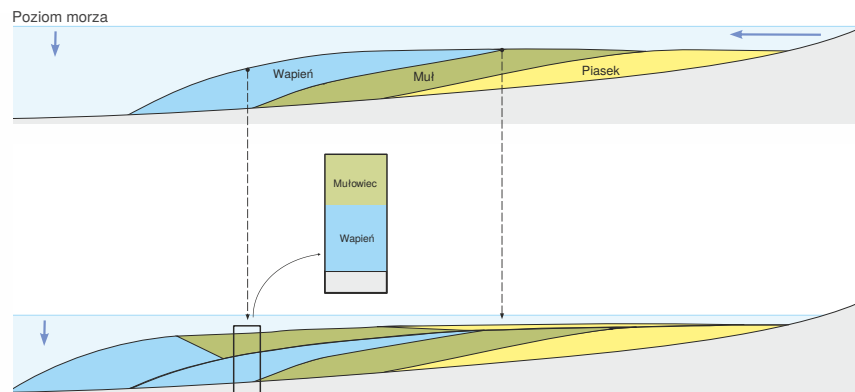
- podłoże, na które wkraczało morze,
- piaskowców,
- mułowców,
- wapieni.



Rysunek 110: Transgresja morska.

Podczas **regresji** (Rys. 111) sekwencja skał profilu jest odwrotna i na osadach głębiej deponowanych będą zalegać utwory powstałe w płytszych środowiskach wg schematu (od dołu):

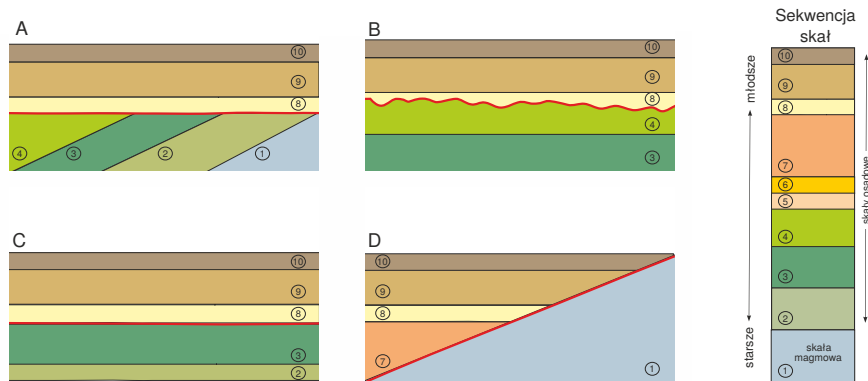
- podłoże,
- mułowce,
- piaskowce.



Rysunek 111: Regresja morska.

O występowaniu transgresji, jak i regresji świadczą również **niezgodności**. W zależności od wykształcenia, wyróżniane jest kilka typów niezgodności. Są to:

- **niezgodność kątowa**, jeżeli płaskozalegająca sekwencja transgresywna znajduje się na skałach, które ulegały sfatdowaniu i ścięciu (Rys. 112A),
- **niezgodność erozyjna** (Rys. 112B), jeżeli sekwencja transgresywna zalega zgodnie na skałach podłoża, od których oddzielona jest nierówną powierzchnią erozyjną,
- **prawie zgodność**, czyli **penakordancja**, jeśli sekwencja transgresywna leży całkowicie zgodnie na sekwencji starszej, przy braku wyraźnych oznak erozji pomiędzy sekwencjami młodszą i starszą. Sekwencje te oddziela **luka** obejmująca okres braku sedymentacji. Rys. 112C przedstawia **penakordancję**, w której na utworach sekwencji 2 i 3 spoczywają utwory sekwencji 8, 9 i 10. Luka obejmuje okres pomiędzy sekwencjami 3 i 8 (Rys. 112D).

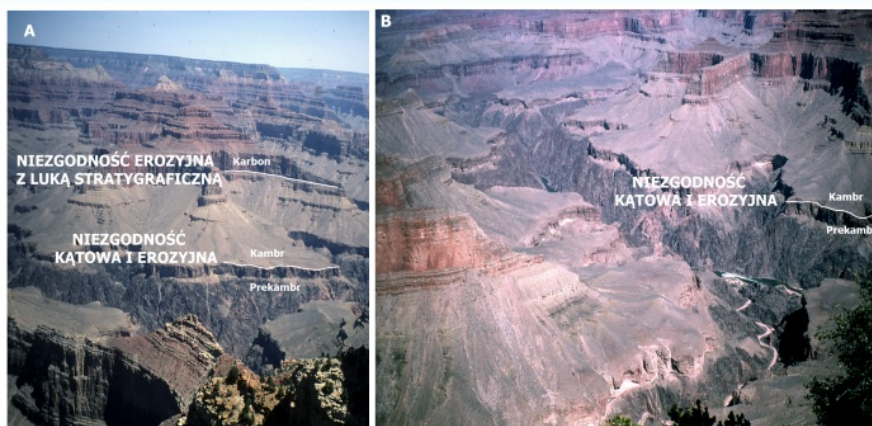


Rysunek 112: Typy niezgodności. A: niezgodność kątowa, B: niezgodność erozyjna, C: prawiezgodność (penakordancja), D: niezgodność przekraczająca.

PRZYKŁAD

Przykład 10: Przykłady niezgodności w odsłoniętych skałach Wielkiego Kanionu Kolorado

Rys. 113 przedstawia **niezgodności** widoczne w odsłoniętych skałach Wielkiego Kanionu Kolorado [185]. Na sfałdowanych i zmetamorfizowanych utworach prekambry, starszych niż 541 mln lat spoczywają poziomo utwory kambry, osadzone ok. 541 do 485 mln lat temu, oddzielone **niezgodnością kątową i erozyjną**. Z kolei na utworach kambry spoczywają płasko utwory dolnego karbonu. Pomiędzy kambrem a karbonem, osadzonym ok. 359 do 289 mln lat temu jest **luka sedymentacyjna** obejmująca okres od 485 do 359 mln lat temu. Wielki Kanion Kolorado jest przykładem pionowych ruchów podnoszących (zob. [Ruchy epejrogeniczne i ich przyczyny](#)). Utwory prekambry i paleozoiku są znacznie podniesione ponad poziom morza. Brzeg kanionu znajduje się na wysokości około 2000 m n.p.m.



Rysunek 113: Niezgodności w Wielkim Kanionie Kolorado (widok z południowej krawędzi).

Trzęsienia Ziemi

Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe

Trzęsieniami i zjawiskami związanymi z wstrząsami w litosferze (zob. [Geosfery](#)) zajmuje się sejsmologia [186], gałąź nauk o Ziemi.

DEFINICJA

Definicja 18: Trzęsienie ziemi

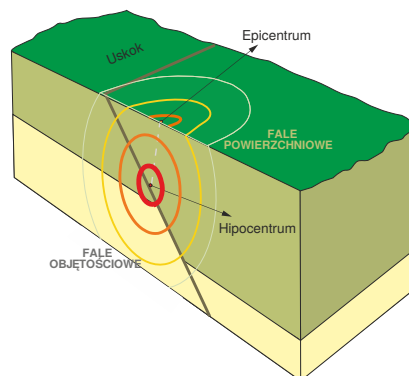
jest to drżenie powierzchni ziemi w wyniku nagłego uwolnienia naprężenia w litosferze. Najczęściej mamy do czynienia z trzęsieniami spowodowanymi zjawiskami naturalnymi tektonicznymi [18], [5], [12].

DEFINICJA

Definicja 19: Hipocentrum i epicentrum

Hipocentrum jest to miejsce, gdzie następuje nagłe uwolnienie naprężenia w litosferze (Rys. 114), w odniesieniu do tego miejsca używa się też nazwy ognisko trzęsienia ziemi.

Epicentrum jest to punkt na powierzchni Ziemi, znajdujący się bezpośrednio nad hipocentrum (Rys. 114). Uwolniona energia przemieszcza się falami przez skałę, powodując wstrząsy, które odczuwamy podczas trzęsienia ziemi. Fale (zob. [Fale sejsmiczne](#)) wywołane przez trzęsienie ziemi najszybciej dochodzą na powierzchnię w epicentrum. Wstrząsy są tu najsilniej odczuwalne.



Rysunek 114: Hipocentrum i epicentrum trzęsienia ziemi.

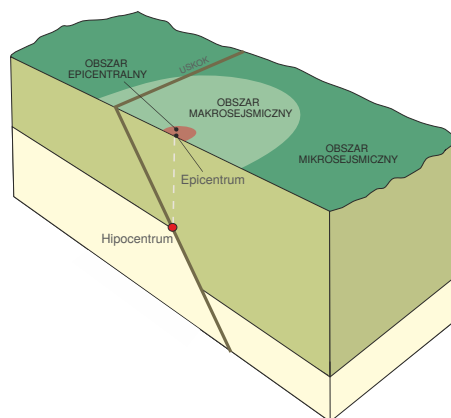
DEFINICJA

Definicja 20: Obszary sejsmiczne

Obszar epicentralny jest to obszar wokół epicentrum, gdzie wstrząsy są bardzo silne (Rys. 115).

Obszar makrosejsmiczny jest to obszar związany z silnym trzęsieniem ziemi, gdzie wstrząsy dają się odczuć bez pomocy przyrządów (Rys. 115).

Obszar mikrosejsmiczny jest to obszar, gdzie wstrząsy nie są odczuwalne przez człowieka, natomiast są odnotowywane przy użyciu pomocy przyrządów (Rys. 115).



Rysunek 115: Obszar epicentralny, makrocentralny i mikrocentralny trzęsienia ziemi.

Pojęcie makrosejsmiczności jest używane w Unii Europejskiej przy określaniu skali odczuwalności i zniszczeń powodowanych przez trzęsienie ziemi. Dwunastostopniowa skala, zwana Europejską Skalą Makrosejsmiczną EMS-98, jest oparta na wcześniej używanych skalach makrosejsmicznych, poczynając od skali Mercallego, przez skalę Miedwediewa-Sponheuera-Karnika (MSK) [187]. Tabela 8 przedstawia charakterystykę odczuwalności i efektów dla każdego z dwunastu stopni skali.

Tabela 8: Europejska Skala Makrosejsmiczna EMS-98.

I. Nieodczuwane	Nieodczuwane przez nikogo.
II. Słabo odczuwane	Wibracje odczuwają tylko pojedyncze osoby odpoczywające w domach, zwłaszcza na wyższych piętrach budynków.
III. Słabe	Wibracja jest słaba i jest wyczuwalna w pomieszczeniu przez kilka osób; ludzie w spoczynku odczuwają kotysanie lub lekkie drżenie; zauważalne drżenie wielu przedmiotów.
IV. W dużej mierze obserwowane	Trzęsienie ziemi jest odczuwane w pomieszczeniach przez wielu ludzi, a na zewnątrz przez niewielu; kilka osób zostaje przebudzonych; poziom wibracji może być przerażający; okna, drzwi i naczynia grzechotają; wiszące przedmioty huśtają się; brak uszkodzeń budynków.
V. Silne	Trzęsienie ziemi jest odczuwane w pomieszczeniach przez większość, a na zewnątrz przez wielu; wielu śpiących ludzi się budzi; kilku biega na zewnątrz; całe sekcje wszystkich budynków drżą; większość obiektów znacznie się kotysze; porcelana i szklanki brzęczą razem; wibracja jest silna; przedmioty o dużej masie przewracają się; drzwi i okna otwierają się lub zamykają.
VI. Lekko uszkadzające	Odczuwalne przez wszystkich w pomieszczeniach i przez wielu na zewnątrz; wiele osób w budynkach jest przestraszonych i ucieka na zewnątrz; upadają przedmioty na ścianach; niewielkie uszkodzenia budynków, np. drobne pęknięcia w tynku i odpadanie małych kawałków tynku.
VII. Uszkodzenie	Większość ludzi boi się i ucieka na zewnątrz; meble się przesuwają, a wiele przedmiotów spada z półek; wiele budynków doznaje niewielkich lub umiarkowanych uszkodzeń, powstanie pęknięć w ścianach; częściowe zawalenie się kominów.
VIII. Poważne uszkodzenia	Meble mogą się przewrócić, wiele (a nawet większość) budynków doznaje uszkodzeń: upadają kominy; w ścianach pojawiają się duże pęknięcia, a kilka budynków może się częściowo zawalić; może być zauważony przez osoby prowadzące samochody.
IX. Niszczycielskie	Pomniki i kolumny padają lub są powykrzywiane; wiele zwykłych budynków zawala się częściowo, a kilka całkowicie zawala się; okna pękają.
X. Bardzo destrukcyjne	Wiele budynków się zawala; widoczne są pęknięcia i osuwiska.
XI. Dewastacja	Większość budynków zapada się.
XII. Całkowicie dewastujące	Prawie wszystkie struktury są zniszczone; Ziemia się zmienia.

Biurokracja Unii Europejskiej stosuje bardziej dokładną, prawie stustronicową instrukcję opisującą stopnie zniszczenia i wszelkie aspekty z tym związane [188].

Używana jest również skala, mierząca za pomocą przyrządów intensywność procesów sejsmicznych. Wielkość, czyli tzw. **magnituda trzęsienia ziemi**, jest miarą intensywności procesów w samym epicentrum. Nazywana jest ona potocznie skalą Richtera od nazwiska Charlsa F. Richtera, który użył ją po raz pierwszy w 1935 roku dla mierzenia intensywności trzęsień w Kalifornii. Była ona potem wielokrotnie modyfikowana, stąd mamy do czynienia z różnymi skalami magnitudy. Łączy je klasyfikacja na podstawie logarytmu dziesiętnego maksymalnej amplitudy fal sejsmicznych (zob. [Fale sejsmiczne](#)). I tak,

trzęsienie o magnitudzie 6 jest 10 razy silniejsze niż trzęsienie o magnitudzie 5. Skala ta nie ma górnej granicy, choć potocznie przyjmuje się wartość 10 za graniczną, wzorując się na obserwacjach najsilniejszych zarejestrowanych współcześnie trzęsień, których magnitudy nie przekraczały wielkości 9,6.

Przeliczenie wartości skali EMS na skalę magnitud (za Michigan Technological University [189]) zawiera [Tabela 9](#).

Tabela 9: Przeliczenie wartości skali EMS na skalę magnitud.

Skala EMS (Mercallego)	Skala magnitud (Richtera)
I	1,0-2,0
II	2,0-3,0
III	3,0-4,0
IV	4,0
V	4,0-5,0
VI	5,0-6,0
VII	6,0
VIII	6,0-7,0
IX	7,0
X	7,0-8,0
XI	8,0
XII	8,0 lub >



PRZYKŁAD

Przykład 11: Pięć najsilniejszych trzęsień ziemi mierzonych w skali magnitudy

Tabela 10: Trzęsienia ziemi.

Skala magnitudy	Lokalizacja	Data
9,4-9,6	Chile	22.05.1960
9,2	Alaska, USA	27.03.1964
9,1-9,3	Ocean Indyjski, Indonezja	26.12.2004
9,1	Ocean Spokojny, Japonia	11.03.2011
9,0	Kamczatka, ZSRR	4.11.1952

Geneza trzęsień ziemi

Trzęsienia ziemi (zob. [Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe](#)) dzielone są na:

- naturalne,
- antropogeniczne [190].

Ze względu na genezę, w obrębie naturalnych trzęsień ziemi wyróżnia się [18], [12]:

- tektoniczne,
- wulkaniczne,
- zapadowe
- inne.

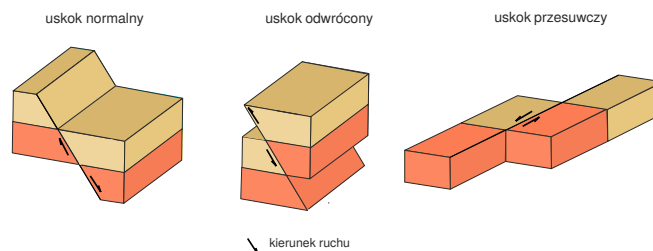
Trzęsienia tektoniczne są najważniejsze z punktu widzenia częstości występowania, magnitudy (zob. [Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe](#)), jak również zagrożenia jakie stanowią. 90 % trzęsień ziemi należy do tej kategorii. Są one spowodowane raptownym uwolnieniem energii poprzez sprężyste odprężenie [18], [12], [5]. Naprężenie w masach skalnych narasta aż do momentu, gdy przekracza wytrzymałość skał i powoduje nagłe pęknięcie w skorupie Ziemi. Przesunięcie mas skalnych wzdłuż tego pęknięcia nazywane jest uskokiem ([Rys. 116](#)).



Rysunek 116: Uskoki widoczne w klifach wybrzeża Atlantyku (Nowa Szkocja, Kanada).

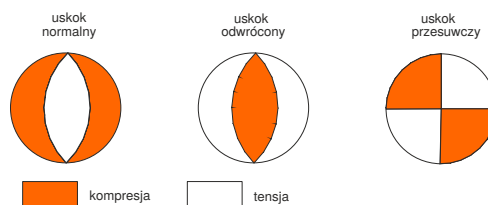
W zależności od kierunku tego przesuwania wyróżniamy (Rys. 117):

- uskoki normalne – powstają na skutek działania sił rozciągających (tensja),
- uskoki odwrócone – powstają na skutek działania sił ściskających (kompresja); uskoki odwrócone o małym kącie upadu płaszczyzny nazywamy nasunięciami, a poziome płaszczyznami,
- uskoki przesuwcze – powstają na skutek działania sił ścinających (para sił).



Rysunek 117: Rodzaje uskoków.

Na mapach często przedstawia się uskoki związane z trzęsieniami ziemi w postaci graficznych symboli [5], tzw. „piłek plażowych” (Rys. 118).



Rysunek 118: „Piłki plażowe” – graficzne symbole dla różnych rodzajów uskoków.

Przesunięcia mas skalnych mogą być związane z nowo utworzonym uskokiem lub też z uskokiem już istniejącym, w którym występuje zjawisko narastania naprężenia spowodowanego oporem tarcia na płaszczyźnie uskoku, a następnie gwałtownego uwolnienia. Można to porównać z przesuwaniem mebli, na przykład ciężkiego kredensu wypełnionego szkłem i porcelaną. Jeżeli mamy do czynienia z siłą oporu tarcia większą niż siła, którą przykładamy, kredens jest nieruchomy. Jeżeli zwiększamy przyłożoną siłę poprzez poproszenie o pomoc sąsiadów, w pewnym momencie kredens dość gwałtownie zacznie się przesuwać. Ruchowi towarzyszyć będzie drżenie i brzęczenie szkła i porcelany. Podobne drżenie występuje w przypadku uskoku. Jeżeli opór tarcia jest znaczny, naprężenia rosną, aż do ich nagłego uwolnienia. Taki uskok nazywamy uskokiem zakleszczonym. Wielkie trzęsienia ziemi mogą być związane z uskokiemi zakleszczonymi. Jeżeli opór tarcia jest stosunkowo niewielki masy skalne przesuwają się w sposób ciągły, a trzęsienia ziemi nie występują, albo są niewielkie. Takie uskoki nazywamy pętającymi [191].

Wulkaniczne trzęsienia ziemi są związane z aktywnością wulkaniczną, najczęściej z gwałtownymi eksplozywnymi erupcjami (zob. [Przebieg i mechanizmy erupcji](#)) lub naprężeniami wywołanymi przemieszczaniem się stopu wewnątrz Ziemi. Istotne znaczenie ma gromadzenie się gazu pod ciśnieniem. Pomiary aktywności sejsmicznej uśpionych wulkanów ma znaczenie dla przewidywania erupcji. Erupcje są często związane z przesuwaniem mas skalnych i towarzyszącym im odprężen sprężystych. Około 7 % trzęsień ziemi związanych jest ze zjawiskami wulkanicznymi.

Zapadowe (zapadliskowe, kolapsyjne, kolapsacyjne) trzęsienia, stanowiące około 2 % trzęsień, wywołane są zawalaniem stropów jaskiń i występują lokalnie, na obszarach krasowych.

Do innych należą trzęsienia ziemi **impaktowe**, czyli wywołane przez uderzenia meteorytów o powierzchnię Ziemi, zwłaszcza

skorupy kontynentalnej [192], [193]. Trzęsienia te występują rzadko, natomiast mogą być bardzo silne i spowodować ogromne zniszczenia. Uderzenia meteorytów pozostawiały po sobie kratery, świadczące o sile uderzenia (Rys. 119).



Rysunek 119: Krater meteorytowy w Arizonie. Fot. PLBechly, 2019 Meteor Crater, Arizona.jpg, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Do antropogenicznych trzęsień ziemi należą **tąpnięcia**, spowodowane zawalaniem stropów wyrobisk górniczych [194], wstrząsy wywołane podziemnymi eksplozjami nuklearnymi, a także napełnianiem dużych zbiorników wodnych [5]. Badania naruszenia równowagi w skałach spowodowanych napełnianiem Jeziora Czorszyńskiego w Pieninach (Rys. 120) były przedmiotem badań seismologicznych [195]. Odnotowano szereg wstrząsów, z których najsilniejszy w rejonie Frydmana osiągnął magnitudę 3,1 (Rys. 121).



Rysunek 120: Jezioro Czorszyńskie i zapora w Niedzicy.



Rysunek 121: Lokalizacja trzęsień ziemi w okolicy Frydmana nad Jezioro Czorszyńskim.

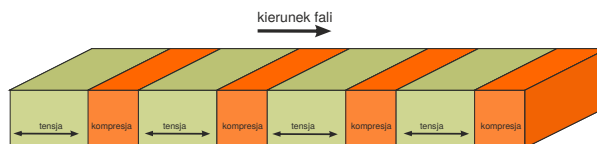
Fale sejsmiczne

Fale sejsmiczne są to sprężyste fale przenoszące energię uwolnioną w hipocentrum (zob. [Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe](#)), [196], [18], [12], [5].

Rozróżniamy następujące rodzaje fal sejsmicznych:

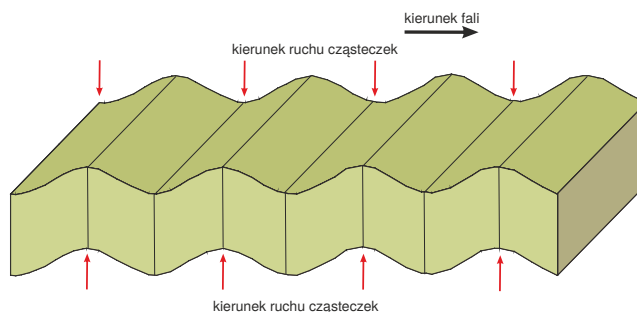
Fale przestrzenne rozchodzące się wewnątrz ziemi, które dzielą się na:

- **fale podłużne**, zwane falami P, od łacińskiego "undae primae", charakteryzują się drganiem materii w kierunku równoległym do rozchodzenia się fal (Rys. 122). Powodują ściskanie i rozciąganie skał, przez które przechodzą. Fale P są najszybsze z fal sejsmicznych i jako pierwsze są rejestrowane są przez sejsmometr (zob. [Pomiar fal sejsmicznych](#)), stąd ich łacińska nazwa. Fale podłużne rozchodzą się w płynach, również w płynnym jądrze Ziemi.



Rysunek 122: Fala podłużna.

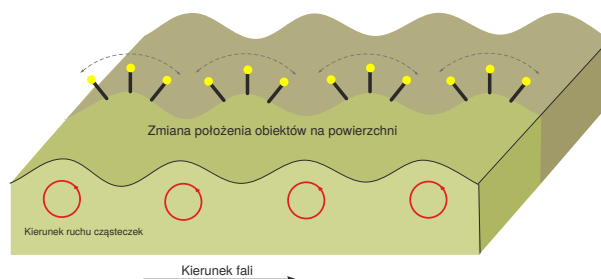
- **fale poprzeczne**, zwane falami S, od łacińskiego "undae secundae", charakteryzują się drganiem materii w kierunku prostopadłym do rozchodzenia się fal (Rys. 123). Rejestrowane są przez sejsmometr jako drugie, gdyż są około 1,6 razy wolniejsze od fal podłużnych.



Rysunek 123: Fala poprzeczna.

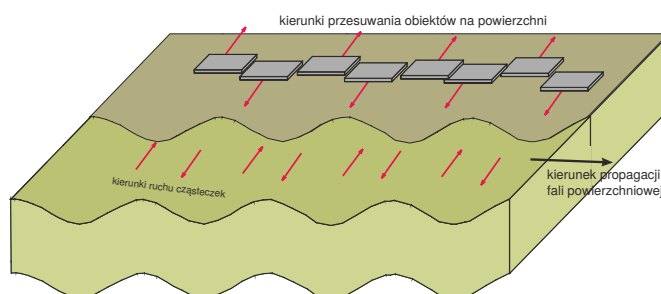
Fale powierzchniowe rozchodzące się na powierzchni Ziemi, w których wyróżnia się:

- **fale Rayleigha** (Rys. 124) są to powierzchniowe fale poprzeczne, w których ruch cząstek materii odbywa się po elipsie ustawionej pionowo, prostopadłej do kierunku biegu fali.



Rysunek 124: Fala Rayleigha.

- **fale Love'a** (Rys. 125) są to powierzchniowe fale poprzeczne, w których ruch cząstek materii jest prostopadły do kierunku rozchodzenia się fal.

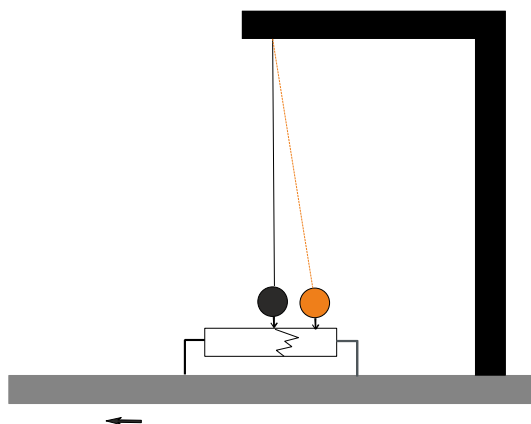


Rysunek 125: Fala Love'a.

Pomiar fal sejsmicznych

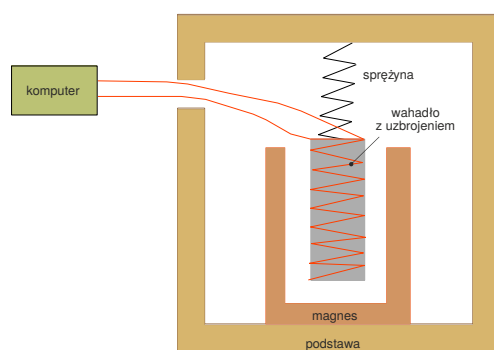
Pola fal sejsmicznych (zob. [Fale sejsmiczne](#)) są rejestrowane przez **sejsmometry** (Rys. 126), **geofony** (Rys. 127) lub **hydrofony** (Rys. 128), [196], [18], [12], [5].

Sejsmometry są przyrządami pracującymi na zasadzie wahadła fizycznego. Środek masy tego wahadła, który ma dostatecznie długi okres drgań własnych i zachowuje się jak punkt względnie stały, jest przymocowany na nici do ramy związanej sztywno z podstawą. Podstawa porusza się w czasie drgania gruntu.



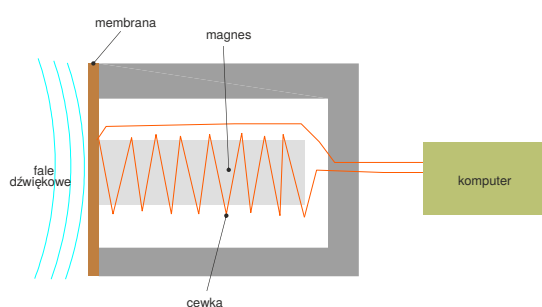
Rysunek 126: Zasada działania sejsmometru analogowego.

Na [Rys. 127](#) pokazane jest przesunięcie podstawy w lewo podczas trzęsienia ziemi. Środek masy wahadła jest przesunięty w prawo względem podstawy. W rzeczywistości jest on nieruchomy. W sejsmometrach analogowych do podstawy przymocowany jest bęben z nawiniętym papierem. Do wahadła przymocowany jest rysik, który rejestruje na bębnie przesunięcia podstawy. We współczesnych **sejsmometrach** lub **geofonach** ([Rys. 127](#)) środek masy wahadła z uzwojeniem elektrycznym zmienia położenie względem stałego magnesu. Rejestrowane są impulsy elektryczne, wzmacniane i przetwarzane następnie w komputerze.



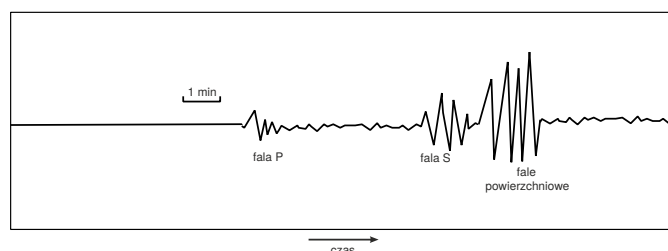
Rysunek 127: Zasada działania geofonu.

Hydrofony mierzą fale dźwiękowe rozchodzące się w wodzie, a wywołane przez wstrząsy na dnie morza lub innego zbiornika wodnego ([Rys. 128](#)). Membrana drga pod wpływem fal dźwiękowych. Drgania te rejestrowane są przez system elektromagnetyczny, wzmacniane i przetwarzane następnie w komputerze.



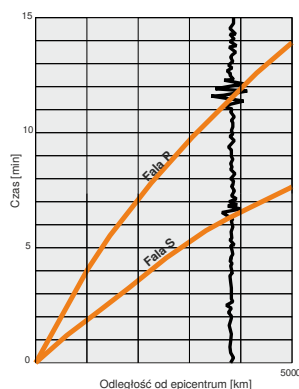
Rysunek 128: Zasada działania hydrofonu.

Rezultatem pracy sejsmometru jest **sejsmogram** ([Rys. 129](#)).



Rysunek 129: Sejsmogram.

Na Rys. 129 przedstawiony jest **sejsmogram** będący rezultatem pracy sejsmometru znajdującego się w sporej odległości od epicentrum (zob. [Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe](#)). Różne rodzaje fal o różnych prędkościach docierają do obserwatoriów sejsmicznych w różnym czasie. Ilustruje to wykres zwany **hodografem** (Rys. 130), przedstawiający prędkości fal sejsmicznych.



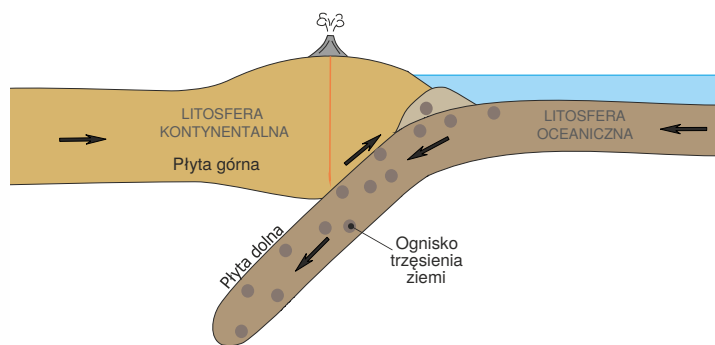
Rysunek 130: Hodograf.

Związek trzęsień ziemi z tektoniką płyt

Trzęsienia ziemi związane z granicami konwergentnymi

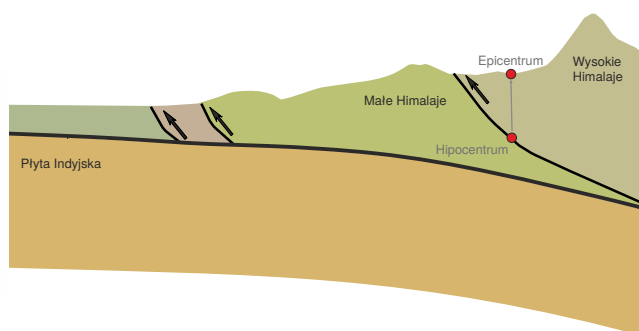
Najliczniejsze i najsilniejsze trzęsienia ziemi występują na granicach konwergentnych (zob. [Typy granic konwergentnych](#)), związanych z subdukcją [117], [160].

Występuje tu interakcja dwóch płyt litosfery (zob. [Architektura strefy subdukcji](#)). Dolna płyta zanurza się pod płytą górną (Rys. 131). Naprężenia wywołujące trzęsienia ziemi mogą występować na płaszczyźnie poślizgu pomiędzy płytami, jak również wewnątrz płyty dolnej i górnej. Płaszczyzna poślizgu ma geometryczny charakter uskoku odwróconego i jest przedstawiana w postaci graficznego symbolu, tzw. "piłki plażowej" dla takiego uskoku [12], [5]. Naprężenia zginające i rozciągające mogą powodować pęknięcia wewnątrz płyty dolnej i górnej. Pęknięcia te mogą mieć charakter zarówno uskoku normalnych jak i odwróconych. Trzęsienia ziemi związane z subdukcją wyznaczają strefę Benioffa [75].



Rysunek 131: Trzęsienia ziemi związane z subdukcją.

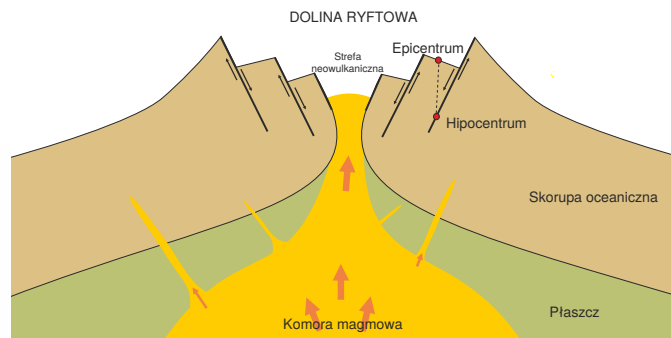
Trzęsienia ziemi o magnitudzie ponad 8 mogą występować w strefach kolizji płyt kontynentalnych, na przykład w Himalajach. Himalaje powstały w wyniku kolizji płyty indyjskiej i płyty eurazjatyckiej [113], [168]. Poszczególne jednostki tektoniczne nasuwają się na siebie, jak również na płytę indyjską (zob. [Orogeny kolizyjne](#)). Naprężenia mogące skutkować trzęsieniami ziemi powstają na płaszczyznach nasunięć (Rys. 132).



Rysunek 132: Schematyczne przedstawienie lokalizacji trzęsień ziemi na płaszczyznach nasunięć w strefie kolizji w Himalajach.

Trzęsienia ziemi związane z granicami dywergentnymi

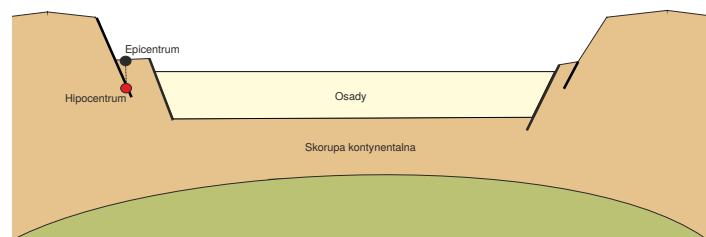
Granice dywergentne, czyli rozbieżne to te, na których płyty litosfery oddalają się od siebie. Powszechnie występują na grzbietach śródoceanicznych (zob. [Architektura i procesy strefy rozrostu oceanicznego](#)). Centralną częścią takiego grzbietu jest dolina ryftowa. Trzęsienia ziemi są tu zlokalizowane na powierzchniach normalnych uskoków ([Rys. 133](#)).



Rysunek 133: Trzęsienia ziemi w dolinie ryftowej na grzbiecie śródoceanicznym.

Normalne uskoki i doliny ryftowe w obrębie litosfery kontynentalnej są również miejscem trzęsień ziemi o względnie płytkim hipocentrum (zob. [Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe](#)).

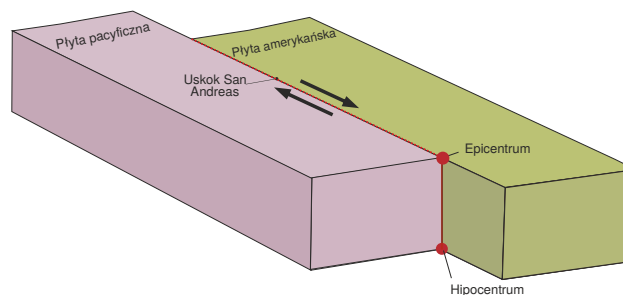
Trzęsienia ziemi na powierzchniach normalnych uskoków w ryfcie kontynentalnym (zob. [Geneza ryftu](#)) są przedstawione na [Rys. 134](#).



Rysunek 134: Trzęsienia ziemi na powierzchniach normalnych uskoków w ryfcie kontynentalnym.

Trzęsienia ziemi związane z granicami transformacyjnymi

Trzęsienia ziemi o płytkim ognisku występują wzdłuż granicy transformującej ([Rys. 135](#)), (zob. [Granice transformujące](#)), gdzie dwie płyty przesuwają się względem siebie [130], [132], [133]. Naprężenia są spowodowane siłą oporu tarcia. Gdy siła ta jest przewyższona, płyty raptownie się poruszają [196], [18], [12], [5]. Towarzyszą temu często silne wstrząsy, jak na przykład trzęsienie ziemi o magnitudzie 7,9 w San Francisco w 1906 roku.



Rysunek 135: Schemat lokalizacji trzęsień ziemi na powierzchni uskoku przesuwczego (transformującego) San Andreas (Kalifornia, USA).

Rozmieszczenie trzęsień ziemi

Ogniska trzęsień ziemi występują na różnych głębokościach. Rozlokowane są pomiędzy powierzchnią Ziemi, a głębokością około 700 km. W zależności od głębokości dzielimy trzęsienia ziemi na:

- płytkie, z ogniskami występującymi na głębokości od 0 do 70 km,
- pośrednie, z ogniskami na głębokości od 70 do 300 km,

- głębokie, z ogniskami na głębokości 300 do 700 km [197], [198], [199], [75].

Rozmieszczenie trzęsień ziemi pokrywa się z obszarami aktywności tektonicznej Ziemi. Na granicach konwergentnych zarejestrowano około 90 % wszystkich trzęsień ziemi, w tym wszystkie trzęsienia (zob. [Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe](#)) o magnitudzie ponad 9 zanotowane w XX i XXI wieku (Rys. 136). Większość tych trzęsień ziemi rozmieszczonych jest wokół Pacyfiku, w strefie zwanej pacyficznym pierścieniem ognia (zob. [Związek trzęsień ziemi z tektoniką płyt](#)), [109].



Rysunek 136: Trzęsienia ziemi o magnitudzie >9 zarejestrowane w XX i XXI wieku. 1: Prince William Sound Alaska, USA (1964), 2: Valdivia, Chile (1960), 3: Sumatra, Indonezja (2004), 4: Tohoku, Japonia (2011), 5: Kamczatka, Rosja (1952).

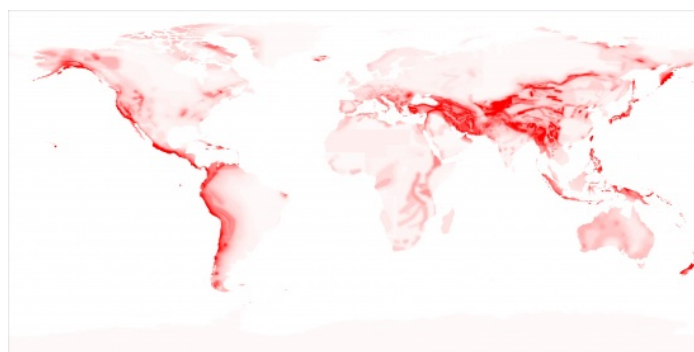
Rys. 137 przedstawia najsilniejsze trzęsienia ziemi w latach 2019-2021.



Rysunek 137: Trzęsienia ziemi o magnitudzie >7 w latach 2019-2021.

Na podstawie tego typu map sporządzono mapę obszarów zagrożenia sejsmicznego (Rys. 138).

Zagrożenie sejsmiczne (używa się również określenia hazard sejsmiczny) jest to prawdopodobieństwo wystąpienia na rozpatrywanym obszarze trzęsień ziemi o magnitudzie, która spowoduje szkodliwe skutki, takie jak ofiary w ludziach, zniszczenia budynków i infrastruktury. Przedział czasowy takiego zagrożenia jest dłuższy, niż w przypadku przewidywania zagrożenia krótkoterminowego (predykcji, zob. [Przewidywanie i zapobieganie trzęsieniom ziemi](#)), a więc liczony w latach. Mapy zagrożenia są używane do odpowiedniego planowania przestrzennego, ustalania norm i przepisów budowlanych, a także stawek ubezpieczeniowych.



Rysunek 138: Mapa zagrożenia trzęsieniami ziemi. T. Hengl, Hazardmap.png, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#).

Na Rys. 138 obszary o wysokim stopniu zagrożenia oznaczono intensywnym kolorem czerwonym, zaś obszary niezagrożone kolorem białym przechodzącym w biały. Pomiedzy tymi obszarami znajdują się tereny pośrednie, oznaczone różnymi odcieniami czerwieni. Odpowiada to podziałowi na:

- **obszary sejsmiczne**, gdzie trzęsienia ziemi występują często i mogą być bardzo silne, katastrofalne w skutkach; obejmują

pacyficzny pierścień ognia [109], a także strefęciągącą się od Indonezji, przez Azję Południowo-wschodnią, Himalaje, rejony w Azji Centralnej, Bliski Wschód i obszar śródziemnomorski (zob. [Związek trzęsień ziemi z tektoniką płyt](#)),

- **obszary pensejsmiczne**, gdzie trzęsienia ziemi nie występują tak często i nie są bardzo silne, katastrofalne w skutkach; obejmują pozostałe obszary Azji Centralnej, zachodnią część Ameryki Północnej, wybrane obszary Afryki, w tym wielki ryft afrykański (zob. [Granice dywergentne](#)), Europę południową, część Europy zachodniej i środkowej,
- **obszary asejsmiczne**, gdzie trzęsienia ziemi nie występują lub występują bardzo rzadko. Należą do nich tarcze i kratony, takie jak tarcza kanadyjska, brazylijska, kraton wschodnioeuropejski, czy kraton syberyjski (zob. [Orogeneza i epejrogenaza - definicje podstawowe](#)); obszary oceaniczne nie zostały przedstawione na mapie, z wyjątkiem niektórych wysp, takich jak Islandia.

Grzbiety śródoceaniczne obfitują w trzęsienia ziemi (zob. [Związek trzęsień ziemi z tektoniką płyt](#)), ale ich skutki dla ludzi są mniejsze. Większa część oceanów jest sejsmicznie spokojna [5].

Skutki trzęsień ziemi

Bezpośrednie skutki trzęsień ziemi ([Rys. 139](#)) dotykające ludzi to [200], [18], [12], [5]:

- ofiary ludzkie,
- zniszczenie domów,
- uszkodzenia budynków,
- inne zniszczenia i uszkodzenia (obejmują m.in. rurociągi, drogi, autostrady, linie kolejowe, zbiorniki, porty).



Rysunek 139: Zniszczenia w śródmieściu Port au Prince (Haiti po trzęsieniu ziemi w 2010 roku). Fot. UN Photo/Logan Abassi, Downtown Port au Prince after earthquake.jpg, licencja CC BY 2.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Skutki wtórne dotykające ludzi to:

- zniszczenia spowodowane powodziami, tsunami, pożarami,
- głód,
- choroby.

Trzęsienia ziemi również powodują zmiany geomorfologiczne i zmiany w zbiornikach wodnych; zmiany te obejmują:

- **obniżania, wyniesienia i przechylenie terenów**,
- **uskoki** – są one zarówno przyczyną, jak i skutkiem trzęsień ziemi (zob. [Geneza trzęsień ziemi](#)),
- **pęknięcia i szczeliny bez przemieszczania**,
- **ruchy masowe** – osiadanie, osuwiska, splayy i obrywy ([Rys. 140](#)),



Rysunek 140: Osuwisko uruchomione przez trzęsienie ziemi w Fukuoka w 2005 roku (Japonia). Fot. Lc055a, Fukuoka Earthquake 20050605 Shikanoshima.jpg, licencja CC BY-SA 3.0,

- upłynnianie gruntu ([Rys. 141](#)) i zmiany reżimu wód gruntowych,



Rysunek 141: Budynek przewrócony na skutek upłynnienia gruntu, na którym był posadowiony. Trzęsienie ziemi w Niigata w 1964 roku (Japonia). Fot. Sam1353, Sediment Liquefaction.png, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

- **tsunami**, czyli gigantyczne fale wzbudzone na dnie oceanu najczęściej przez trzęsienie ziemi lub erupcję wulkanu; gdy fala ta dochodzi do brzegu, spiętrza się, osiągając wysokość kilkudziesięciu metrów, następnie spada na brzeg (zob. [Trzęsienia ziemi w zapisie geologicznym](#)), powodując ogromne zniszczenia ([Rys. 142](#)), [201],



Rysunek 142: Zniszczenia spowodowane przez tsunami na lotnisku w Sendai po trzęsieniu ziemi w 2011 roku (Japonia). Fot. MLIT, Sendai Airport after the tsunami.jpg, licencja CC BY 3.0 IGO, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

- **sejsze**, czyli fale powstające w zamkniętym akwenu, takim jak jezioro; poziom wody w jednej części akwenu obniża się, a w innej podnosi się i woda wkracza na ląd, powodując zniszczenia ([Rys. 225](#)), [202].



Rysunek 143: Zniszczenia spowodowane przez sejsze na Jeziorze Hebgen po trzęsieniu ziemi w 1959 roku (Montana, USA). Fot. U.S. Geological Survey, Montana 1959, M7.3 Earthquake (24374620885).jpg, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Przewidywanie i zapobieganie trzęsieniom ziemi

Sejsmolodzy od lat usiłują wypracować metody pozwalające na przewidywanie:

- **miejsca**,
- **czasu** – w miarę możliwości dnia i godziny,
- **wielkości** trzęsienia ziemi.

Takie przewidywanie [203], [204], [205], [206] nazywane jest krótkoterminowym albo **predykcją** [5]. Przykładowe **przewidywanie**

krótkoterminowe to stwierdzenie, że za trzy dni w Krakowie nastąpi trzęsienie ziemi o magnitudzie 7 (zob. [Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe](#)). Możliwa jest wtedy ewakuacja ludności z zagrożonego obszaru. Dotychczas podawany jest jeden przykład pomyślnego przewidywania krótkoterminowego, które dotyczyło trzęsienia ziemi w Haicheng w Chinach z 1975 roku. Wówczas na dzień przed trzęsieniem ziemi o magnitudzie 7,3 wydano ostrzeżenie i zorganizowano ewakuację. Obserwacje zmiany wysokości terenu i poziomu wód gruntowych, powszechne doniesienia o osobliwych zachowaniach zwierząt i wiele wstrząsów poprzedzających doprowadziły do tych decyzji. Wspomniane zjawiska i wydarzenia nazywamy prekursorami. Niestety większość trzęsień ziemi nie ma tak oczywistych prekursorów. Pomimo chińskiego sukcesu w 1975 roku, nie było ostrzeżenia o trzęsieniu ziemi o sile 7,6 w Tangshan w 1976 roku, które spowodowało około 250 000 ofiar śmiertelnych.

Do prekursorów należą:

- wstrząsy wstępne (ang. foreshocks),
- przechylenie presejsmiczne,
- luki sejsmiczne,
- anormalne zachowanie zwierząt,
- sygnały elektromagnetyczne,
- sygnały grawimetryczne,
- zmiany prędkości fal sejsmicznych (zob. [Fale sejsmiczne](#)),
- zmiana poziomu wody w studniach,
- zmiana emisji radonu.

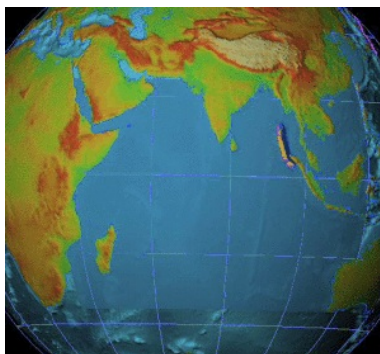
Luka sejsmiczna to aktywna część uskoku (zob. [Geneza trzęsień ziemi](#)), w której nie było w dłuższym okresie czasu trzęsień ziemi [5]. Może to być uskok zakleszczony, w którym narastają naprężenia. Trzęsienie ziemi Loma Prieta w Kalifornii w 1989 roku jest przykładem wydarzenia związanego z luką sejsmiczną. Zmiana poziomu wody wiąże się z powstaniem szczelin, do których woda ucieka. W wodach podziemnych dokonuje się pomiaru emisji radonu ([Rys. 144A](#)), [207]. Do badań geofizycznych związanych z prekursorami należą badania pomiarów metodami elektromagnetycznymi i elektrycznymi [208], pomiary zmian prędkości fal sejsmicznych [209] i pomiary grawimetryczne [210]. System ATROPATENA ([Rys. 144B](#)), przeznaczony do monitorowania zmian grawitacji, został w ostatnich latach zainstalowany w szeregu krajów dotkniętych trzęsieniami ziemi, zwłaszcza w Azji.



Rysunek 144: A: urządzenie do pomiaru emisji radonu. Fot. CKristiansen, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: urządzenie do pomiaru pola grawitacyjnego. Fot. Ismail Valiyev, Station ATROPATENA-ID(Yogyakarta, Indonesia)1.jpg, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

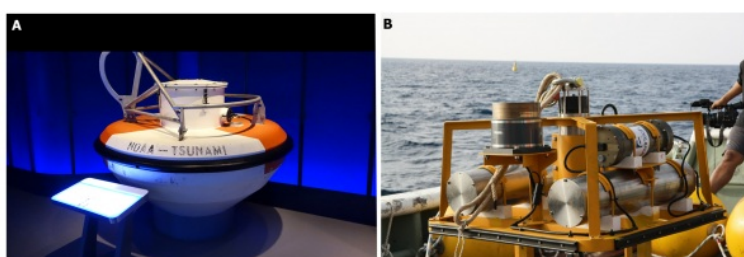
Jak dotąd prekursorzy nie okazały się wystarczająco użyteczne dla predykcji trzęsień ziemi. Na dzisiejszym etapie wiedzy nie jest możliwe dokładne krótkoterminowe ich przewidywanie [5]. Przewidywanie długoterminowe natomiast mówi nam o tym, czy na danym obszarze trzęsienie ziemi pojawi się w okresie dłuższym, kilku, a nawet kilkudziesięciu lat. Opiera się ono na analizie poprzednich wydarzeń sejsmicznych w badanym rejonie, jak również na analizie budowy geologicznej w szczególności bliskości do granic płyt. Jeżeli dany obszar zostaje uznany za sejsmiczny podejmuje się odpowiednie środki zaradcze, w szczególności odpowiednie budownictwo. Niewłaściwe budownictwo powoduje znacznie większe straty w ludziach, jak to miało miejsce w przypadku trzęsienia ziemi w Armenii w 1888 roku [211], czy też Skopje w 1963 roku [212]. Budynki odporne na trzęsienia konstruowane są z betonu uzbrojonego stalowymi prętami, co nadaje im odpowiednią elastyczność. Ważne jest odpowiednie posadowienie amortyzujące wstrząsy [213].

System ostrzegania o trzęsieniu ziemi (lub system wczesnego ostrzegania) to zespół akcelerometrów, sejsmometrów, środków, komunikacji, komputerów i alarmów, który został opracowany w celu powiadamiania sąsiednich regionów o silnym trzęsieniu ziemi w trakcie jego trwania. To nie to samo, co przewidywanie trzęsień ziemi, które obecnie nie jest w stanie wygenerować decydujących ostrzeżeń o zdarzeniach. Szczególnie ważnym jest odpowiednie informowanie o nadchodzącej fali tsunami ([Rys. 145](#)).



Rysunek 145: Rozprzestrzenianie się fali tsunami na Oceanie Indyjskim po trzęsieniu ziemi w 2004 roku. Vasily V. Titov, 2004 Indonesia Tsunami edit.gif, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Na Pacyfiku został wdrożony odpowiedni system ostrzegania o tsunami zwany DART (ang. Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) ([Rys. 146](#)), w skład którego wchodziły boje, czujniki na dnie oceanu (tsunamometry), satelity odbierające dane i ośrodek na Hawajach analizujący dane i ostrzegający rejony zagrożone [\[214\]](#). System ten umożliwia ostrzeganie rejonów zagrożonych niejednokrotnie na godziny przed nadejściem fali. Niestety zabrakło go w czasie trzęsienia ziemi w Indonezji w 2004 roku.



Rysunek 146: A: boja. Fot. Daderot, DART buoy 46410, NOAA tsunami early warning system, licencja CC0 1.0, źródło: [Wikimedia Commons](#)  ; B: tsunamometr. Fot. Van.takacs, Envitech Poseidon Tsunami meter - Andaman Sea.jpg, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Trzęsienia ziemi w zapisie geologicznym

Badanie zjawisk związanych z trzęsieniami ziemi w przeszłości jest ważne z punktu widzenia przewidywania przyszłych trzęsień w prognozach długoterminowych (zob. [Przewidywanie i zapobieganie trzęsieniom ziemi](#)). Badania te zajmują się:

- zapisem tektonicznym,
- zapisem sedimentologicznym.

Z praktycznego punktu widzenia związanego z prognozowaniem najważniejsze jest badanie zjawisk w nieodległej przeszłości, a więc w holocen, a w szczególności w przeszłości historycznej. Wielkie trzęsienia ziemi, takie jak San Francisco w 1906 roku, czy u wybrzeży Kanady (Great Banks) w 1929 roku, pozostawiły po sobie wyraźny ślad w morfologii, tektonice, a także w osadach. Ślad ten jest wynikiem samych wstrząsów, jak również zjawisk towarzyszących, takich jak tsunami.

Trzęsienie ziemi w San Francisco było spowodowane aktywnością wielkiego uskoku San Andreas (zob. [Geneza trzęsień ziemi](#)). W wyniku tej aktywności nastąpiło przemieszczenie poziome wzdłuż uskoku, zaobserwowane między innymi w przesunięciu płotów zlokalizowanych w poprzek uskoku. Przesunięcia poziome starsze, z okresu kiedy nie było jeszcze konstrukcji zbudowanych przez ludzi, odnotowywane są w zmianach cieków wodnych. W przypadku strumienia Wallace'a Creeka ([Rys. 147](#)) rozcięte aluwia strumienia zostały wydławane metodą radiowęglową na około 3700 lat. Metoda ta jest dość dokładna dla holocenu, okresu obejmującego ostatnie 12000 lat. 3700 lat temu nastąpiło uaktywnienie uskoku San Andreas. Od tego czasu strumień Wallace Creek został przesunięty około 130 m. Przesunięcie to jest wynikiem szeregu trzęsień ziemi, między innymi w roku 1857 i 1906 [\[215\]](#), [\[216\]](#).



Rysunek 147: Przesunięcie potoku Wallace Creek wzdłuż uskoku San Andreas (Kalifornia, USA). Fot. Robert E. Wallace, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#)

Uskok San Andreas jest uskokiem prawoskrętnym (zob. [Granice transformujące](#)) to znaczy, że płyta pacyficzna przesuwa się na północny zachód, a płyta północnoamerykańska na południowy wschód. Podobne przesunięcia odnotowano między innymi wzdłuż uskoku anatolijskiego w Turcji, czy uskoku Kunlun w Tybecie [130].



INFORMACJA DODATKOWA

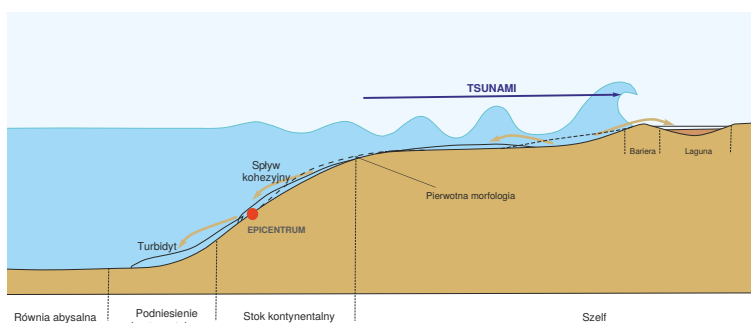
Informacja dodatkowa 13: Określanie wieku uskoków

Trzęsienie ziemi może stworzyć nowy uskok. Jego wiek można określić badając wiek osadów zaburzonych i niezaburzonych, przykrywających uskok. W przypadku współczesnych uskoków przesuwczych wiek uskoku jest określony przez wiek deformacji struktur stworzonych przez człowieka, na przykład szyn kolejowych, dróg, czy pólów. Deformacjami tego rodzaju, jak również innymi współczesnymi i młodymi zjawiskami tektonicznymi zajmuje się neotektonika.

W 1929 roku wielkie trzęsieni ziemi u wybrzeży Kanady, na południe od Nowej Fundlandii, o magnitudzie około 7,2 (zob. [Trzęsienia ziemi - definicje podstawowe](#)) spowodowało przemieszczenie ponad 100 km^3 osadów. Osuwiska podmorskie i prądy zawiesinowe (turbidyty) przemieściły osady na odległość do 25 km od wybrzeży Atlantyku, uszkadzając położone na dnie oceanu kable telekomunikacyjne [217]. Przemieszczenie osadów było prawdopodobnie spowodowane przez zjawisko wtórne, jakim było tsunami (zob. [Skutki trzęsień ziemi](#)).

Fala tsunami ma znaczącą siłę nośną i może redeponować materiał pochodzący z erozji na stoku kontynentalnym i na dnie głębokiego basenu ([Rys. 148](#)). Można wyróżnić następujące etapy charakteryzujące działalność tej fali [218], [219]:

- przesuwanie się fali w kierunku lądu,
- erozja wybrzeża i przerabianie materiału,
- transport materiału w kierunku głębokiego morza,
- depozycja materiału w postaci splayów kohezyjnych i turbidytów.



Rysunek 148: Powstawanie tsunami (oprac. na podstawie [218]).

Definicja 21: Turbidyty

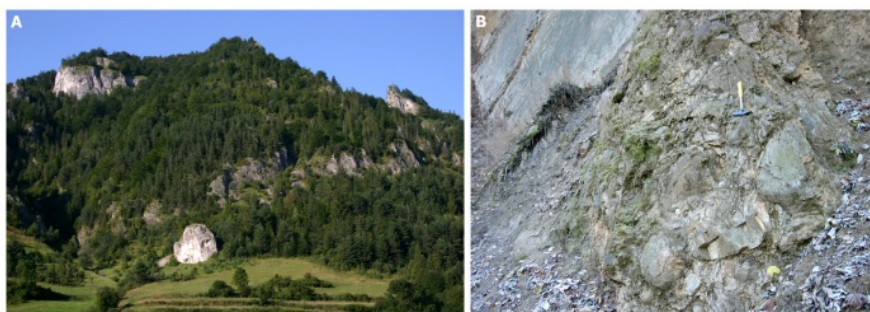
są osadami powstającymi w wyniku wytrącania składników okruchowych z zawiesiny. Zawiesina powstaje przez zmieszanie składników okruchowych z wodą morską w wyniku zaburzeń, powodowanych między innymi przez trzęsienia ziemi. Przemieszcza się z brzegu basenu w kierunku jego głębszych części pod wpływem grawitacji. To przemieszczanie nazywa się prądem zawiesinowym. Stosowany jest również termin spływ kohezyny, gdy składniki okruchowe utrzymują się w wodzie w wyniku kohezji, czyli oddziaływania sił międzycząsteczkowych.

Osuwiska podmorskie i tsunami towarzyszyły również wielkiemu trzęsieniu ziemi na Alasce w 1964 roku [220]. Badania trzęsień ziemi w regionie Cascadia między południową Kolumbią Brytyjską, a północną Kalifornią, stwierdziły częstotliwość wielkich trzęsień co 300 do 500 lat. 19 lub 20 gigantycznych trzęsień ziemi o sile 9 miało miejsce w ciągu ostatnich 10 000 lat [221]. Wydarzenia te związane były z aktywnością strefy subdukcji, w której płyta Juan de Fuca zanurza się pod płytę północnoamerykańską. Aktywność tej strefy dokumentują podmorskie osuwiska i turbidyty. Osuwiska mogły być wywołane bezpośrednio przez trzęsienia ziemi (Rys. 149), zaś turbidyty przez fale tsunami.



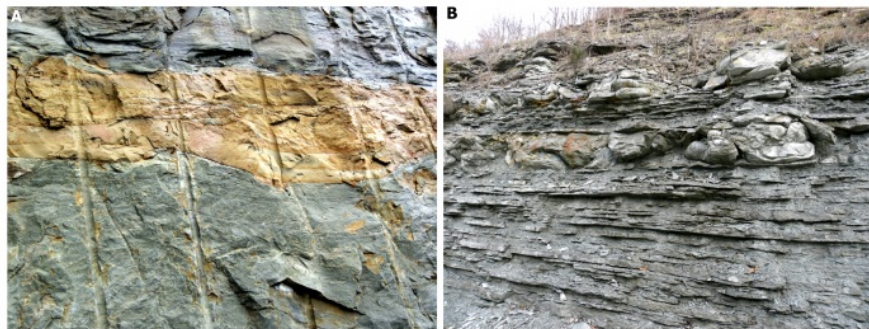
Rysunek 149: A: koluwium po trzęsieniu ziemi. Fot. USGS - 1989 Loma Prieta earthquake - Landslide Debris on Highway.jpg, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: aluwia zaburzone trzęsieniami ziemi. Fot. – archiwum aut.

Zgodnie z zasadą aktualizmu geologicznego, porównanie zapisu tych wydarzeń z zapisem wydarzeń w przeszłości geologicznej może prowadzić do wniosku, że większość utworów w kopalnych strefach konwergentnych jest związanych z trzęsieniami ziemi. W Karpatach Zewnętrznych przykładem utworów związanych z trzęsieniami ziemi sąolistostromy (Rys. 234), [222], [223], zaś utworów związanych z falami tsunami - sekwencje turbidytowe we fliszu karpackim.



Rysunek 150: Przykładyolistostrom związanych z trzęsieniami ziemi. A: olistostroma we fliszu paleogeńskim Pienińskiego Pasa Skalkowego (Haligovce, Słowacja), B: olistostroma w oligoceńskiej formacji krośnieńskiej (Skrzydlna, Karpaty Zewnętrzne).

Zjawiskami związanymi z trzęsieniami ziemi w przeszłości zajmuje się **paleosejsmologia**, gałąź nauk o Ziemi [224], [225]. Wprowadzone zostały terminy **sejsmity** (utwory związane bezpośrednio z trzęsieniami ziemi) i **tsunamity** (utwory związane z falami tsunami) [226], [227], [228]. Osady związane z trzęsieniami ziemi w pasmach orogenicznych są pospolite. Zwrócono jednak uwagę [218], [219], że terminów sejsmity i tsunamity nie powinno się stosować dla utworów głębokomorskich, gdyż istnieją już inne ugruntowane nazwy takie jak turbidyty, debryty, czy olistostromy. Ogranicza to ich stosowanie dla utworów płytkomorskich i lądowych, a te są stosunkowo rzadkie [228]. W przypadku sejsmitów ogranicza się to do pierwotnie upłynionych nieskonsolidowanych osadów drobnociastych, które zostały następnie lityfikowane (Rys. 151).



Rysunek 151: Sejsmity paleozoiczne. A: fot. James St. John, licencja CC BY 2.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. Mark. A. Wilson, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Plutonizm

Rodzaje magmy

DEFINICJA

Definicja 22: Plutonizm

to zespół procesów zachodzących w głębi skorupy ziemskiej i w górnym płaszczu Ziemi, prowadzących do powstania magm i skał magmowych głębinowych.

Rodzaje magmy

Magma to gorąca (od 650°C – 1250°C), ruchliwa materia złożona z fazy ciekłej, stałej i gazowej występujących w różnych proporcjach. Głównymi składnikami magmy są pierwiastki: *Si*, *Al*, *Fe*, *Mg*, *Ca*, *Na*, *Mn*, *K* występujące w związkach chemicznych (Tabela 11). Fazę stałą tworzą kryształy krzemianów, glinokrzemianów i tlenków, które wykrystalizowały w wysokich temperaturach.

Tabela 11: Skład chemiczny magm.

związek chemiczny	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	FeO	Fe_2O_3	Na_2O	K_2O
%	35-75	9-29	0,1-20	0,6-14	0,7-10	1-9	1,5-9	0,5-7

Faza lotna składa się z: H_2O , N_2 , O_2 , CO , CO_2 , NH_3 , H_2 , SO_2 , SO i innych gazów.

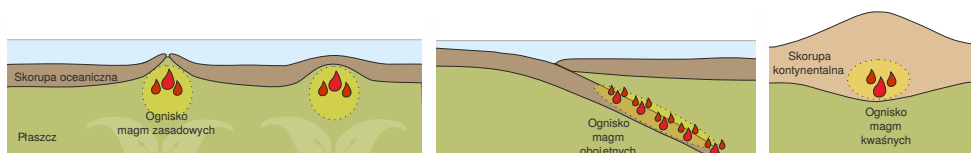
Ze względu na genezę wyróżniamy dwa rodzaje magmy:

- **magmy pierwotne** (macierzyste),
- **magmy wtórne** (pochodne).

Magmy pierwotne pochodzą z obszaru źródłowego zlokalizowanego w zewnętrznej części płaszczu Ziemi lub głębokich strefach skorupy ziemskiej.

Magmy wtórne powstają w skorupie ziemskiej w wyniku dyferencjacji magmy pierwotnej. Magmy wtórne są z reguły kwaśne (granitoidowe), ponieważ są wzbogacone w krzemionkę i alkalia kosztem *Ca*, *Mg*, *Fe* [229], [42], [26].

Powstanie magm wymaga wysokiej temperatury (od 650°C do 1000°C). Wysokość temperatury skorelowana jest z głębokością (stopień geotermiczny) (zob. [Ciepło Ziemi](#)), bliskością pióropuszy płaszczu (zob. [Pióropusze płaszczu i plamy gorąca](#)), czy wcześniej powstałych ognisk magmowych. Wiele czynników wpływa na temperaturę topienia skał, czyli powstania magmy: ciśnienie (jeśli wzrasta, to rośnie także temperatura topnienia), zawartość gazów, a zwłaszcza pary wodnej, która pod ciśnieniem obniża topienie minerałów.



Powstanie magm zasadowych (ubogich w krzemionkę), zwanych gabrowymi lub płaszczowymi ([Rys. 152](#)), wiąże się z częściowym wytapianiem skał ultramaficznych górnego płaszczu. Obszary wytapiania płaszczowego występują pod granicami dywergentnymi płyt oraz pod plamami gorąca.

Magmy obojętne, zwane diorytowychymi, generowane są przez częściowe wytapianie się skał subdukowanej skorupy oceanicznej, która ulega pograżaniu w strefy płaszczowe Ziemi ([Rys. 152](#)). Główną masę skał macierzystych stanowią skały cokołu skorupy oceanicznej, czyli skały zasadowe i obojętne, które nadłożone są z reguły cienką, bogatą w krzemionkę serią osadową. Magmy obojętne mogą też powstawać w wyniku dyferencjacji magm zasadowych.

Magmy kwaśne (bogate w krzemionkę), zwane granitoidowymi, pochodzą z częściowego topienia skał bogatych w krzemionkę, jakie są składnikiem skorupy kontynentalnej ([Rys. 152](#)). Proces ten odbywa się w częściach korzeniowych skorupy kontynentalnej, zwłaszcza grubych bloków kontynentalnych, które znajdują się w warunkach podwyższonych temperatur. Część magm kwaśnych powstaje również w procesie dyferencjacji magm obojętnych przez wzbogacanie stopu w krzemionkę.

Powstały w ognisku magmowym stop glinokrzemianowy migruje ku górze i gromadzi się lokalnie, w miejscach nazywanych **komorami magmowymi**. Komory magmowe mają różne rozmiary i występują na głębokościach do 250 km. W komorze magmowej dochodzi do całkowitej lub częściowej krystalizacji stopu. Niewykrystalizowana magma podlega przemieszczaniu, tzw. intrudowaniu, w obręb skalnej powłoki litosferycznej (zob. [Intruzje magmowe](#)). Intrudowanie związane jest z iniekcyjnym ruchem wznoszącym ku strefom o niższym ciśnieniu, czyli ku powierzchni Ziemi. Część magm osiąga powierzchnię Ziemi i ulega transformacji w lawę (zob. [Lawa](#)), część zastyga w obrębie przypowierzchniowych struktur ziemskich, dając magmowe ciała intruzyjne [42], [13].



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 14: Magmatyzm

Magmatyzm jest to proces prowadzący do powstania magmy i skał magmowych w głębi skorupy ziemskiej i na jej powierzchni. Magmatyzm obejmuje plutonizm i wulkanizm.

Dyferencjacja magmy

DEFINICJA

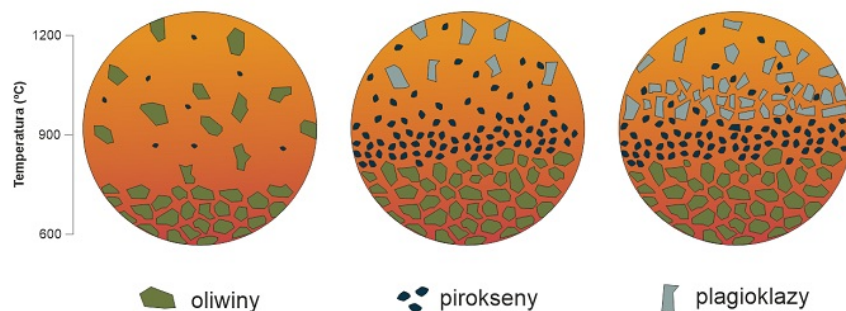
Definicja 23: Dyferencjacja magmy

to zespół procesów prowadzących do różnicowania jej składu i tworzenia magm pochodnych.

Dyferencjacja przebiega wieloetapowo i jest bardzo skomplikowana. Najważniejsze procesy dyferencjacji to:

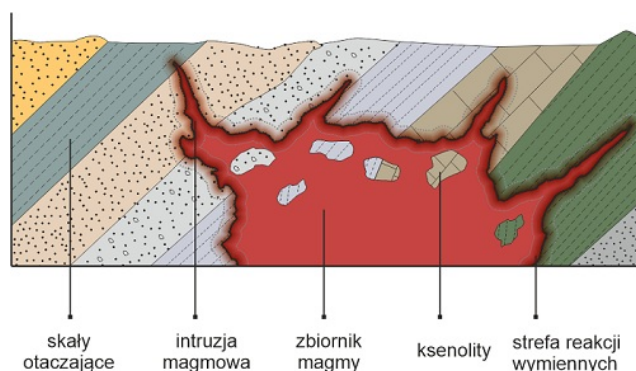
- krystalizacja frakcyjna,
- asymilacja,
- mieszanie się magm o różnym składzie chemicznym,
- likwacja.

Krystalizacja frakcyjna polega na kolejnym wydzielaniu się kryształów ze stopu magmowego wskutek zmian temperatury i ciśnienia. W efekcie zmienia się skład stopu, a kryształy (w zależności od gęstości) opadają na dno zbiornika magmowego (większa gęstość) tworząc warstwy ([Rys. 153](#)). Kolejne krystalizujące minerały zdeponowane na dnie zbiornika magmowego będą izolować wcześniej wykrystalizowane minerały od kontaktu i reakcji z magmą [229], [42], [230].



Rysunek 153: Krystalizacja frakcyjna magmy w komorze magmowej.

Asymilacja polega na topieniu przez magmę skał otaczających zbiornik magmowy lub na reakcjach wymiennych między magmą, a skałami otaczającymi. W każdym z tych przypadków magma zmienia skład tym wyraźniej, im wyraźniejsza jest różnica w składzie chemicznym magmy i skał. Niekiedy oderwane fragmenty skał nie ulegają stopieniu i pozostają w zakrzepłej magmie w postaci tzw. **kxenolitów** (Rys. 154), [42], [26], [231].



Rysunek 154: Asymilacja magmy.

Badacze zajmujący się problematyką dyferencjacji magmy przypisują pewne znaczenie jeszcze innym procesom: mieszaniu się magm o różnym składzie chemicznym i likwacji.

Mieszanie się magm o różnym składzie chemicznym, które może prowadzić do powstania skał o pośrednim składzie między skrajnymi członami. Mieszanie się magm może być wzmocnione przez konwekcję składników lotnych. Magma zasobna w składniki lotne przemieszcza się ku górze zbiornika, unosząc np. lżejsze i później krystalizujące związki krzemianowe [42], [26], [231], [230].

Likwacja, czyli proces odwrotny, polegający na rozdzielaniu się magmy na dwa nie mieszające się stopy w warunkach spadku temperatury, np. oddzielenie stopu siarczkowego od bazaltowego. Magmy alkaliczne, bogate w CO_2 , mogą rozdzielać się na jedną bogatą w węglany, a drugą w krzemionkę i alkalia [42], [232], [233].

Krystalizacja magmy

Obniżenie temperatury i ciśnienia magmy powoduje wydzielanie się (krystalizację) minerałów ze stopu. Istotne znaczenia dla krzepnięcia magmy ma skład chemiczny stopu, gdyż wydzielanie się składników jasnych, które są zasobne w krzemionkę przebiega w niższych temperaturach, a składników z niedoborem krzemionki w temperaturach wyższych. Magma składa się ze składników o różnych punktach krzepnięcia i proces ten przebiega w określonym zakresie temperatur, który nazywany jest **interwałem krzepnięcia**. W procesie krzepnięcia dochodzi do krystalizacji minerałów, które przy ochładzaniu stopu wydzielają się w określonym porządku. Kolejność krystalizacji może być określona na podstawie stopnia automorfizmu składników skały (zob. Rys. 214), gdyż tylko kryształy powstałe swobodnie wykształcają formy prawidłowe.

Przebieg krzepnięcia jest skomplikowany i jego zrozumienie ułatwiają układy modelowe jedno- i wielkoskładnikowe skondensowane lub z fazą gazową [13].

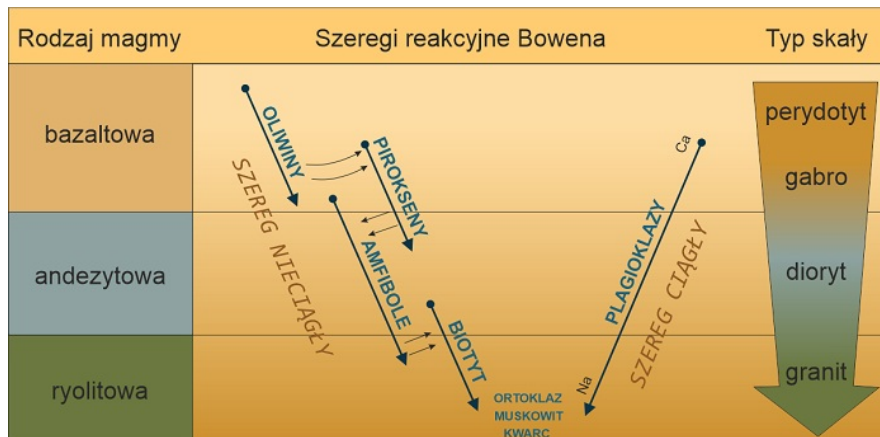
Proces krystalizacji zależy od pozycji fazy stałej. Jeśli krystalizacja przebiega przy współdziałaniu dyferencjacji frakcyjnej (zob. **Dyferencjacja magmy**) i faza mineralna zostaje odprowadzona ze stopu nazywany jest krystalizacją frakcyjną. Natomiast, gdy wykrystalizowana faza stała pozostaje w magmie i dochodzi do reakcji pomiędzy wykrystalizowanymi minerałami a stopem określana jest krystalizacją równowagową. Zachodzące reakcje wywołane są dążeniem do uzyskania równowagi chemicznej pomiędzy stopem a fazą stałą. Równowaga ta zostaje zachwiana podczas krystalizacji, gdy określone związki chemiczne ze stopu przechodzą do kryształów minerałów. Stop wysycony w związku w stosunku do danego minerału wchodzi z nim w reakcję, co

powoduje przebudowę struktur kryształów. Efektem reakcji magmy z kryształami jest wytworzenie nowego minerału, a kolejność powstawania nowych minerałów przebiega w ściśle określonym porządku i nazywana jest szeregiem reakcyjnym [229], [42], [13].

Szeregi reakcyjne Bowena

W trakcie krystalizacji magmy zachodzą reakcje między już wykrystalizowanymi kryształami minerałów a stopem magmowym. Krystalizujące minerały tworzą szeregi reakcyjne, w których każdy następny minerał może powstać z poprzedniego wskutek reakcji ze stopem. Formowane są wówczas kryształy mieszane lub jedne minerały narastają na drugich albo tworzą się całkowicie odmienne minerały.

Dla magmy gabrowej szeregi reakcyjne (nazywane szeregami reakcyjnymi Bowena) mają następującą postać (Rys. 155), [42], [26]:



Rysunek 155: Szeregi reakcyjne Bowena.

Szereg łączący minerały żelazo-magnezowe (oliwiny, pirokseny, amfibole, biotyt) określany jest mianem **nieciągłego szeregu reakcyjnego**. Każdy kolejny minerał ma strukturę całkowicie odmienną i w trakcie reakcji ze stopem magmowym jest ona przebudowana. Drugi szereg zawiera plagioklasy, w sukcesji od wapniowych do sodowych, i nazywany jest **ciągłym szeregiem reakcyjnym**. Plagioklasy są minerałami izomorficznymi i przebudowa odmian bardziej wapniowych w bardziej sodowe nie wymaga przekształcenia struktury sieci.

W ostatnim etapie, po utworzeniu mieszaniny plagioklazów i minerałów barwnych (seria femiczna), tworzy się skałki potasowe, muskowit oraz na samym końcu kwarc, jako wynik konsumpcji ostatniej części krzemionki [8], [26], [231].

Stadia krystalizacji magmy

Krzepnięcie magm w litosferze odbywa się pod ciśnieniem. Ciśnienie to jest rezultatem warunków zewnętrznych i jest wywołane:

- ciężarem nadkładu skalnego,
- naciskami tektonicznymi,
- naciskami bocznymi skał osłony oraz rezultatem warunków panujących wewnątrz stopu, czyli ciśnienia wynikającego z lepkości stopu i wywołanego przez składniki lotne (fluidy pod postacią sprężonych gazów).

Wzrost ciśnienia oraz obecność fazy gazowej powoduje obniżenie temperatury krystalizacji magmy, dlatego magmy krzepną w niższych temperaturach niż lawy w warunkach powierzchniowych Ziemi [234], [42].

Magmą wyjściową jest magma gabrowa lub perydotytowa. W wyniku spadku ciśnienia i temperatury magma ulega dyferencjacji, zmienia swój skład i przechodzi kolejno w magmę diorytową, granodiorytową i wreszcie granitową. Dzieje się tak dlatego, że minerały krystalizują zgodnie z porządkiem opisanym szeregami reakcyjnymi Bowena.

W przebiegu krystalizacji magmy wyróżniamy 3 stadia [13]:

1. **Stadium protokrystaliczne (krystalizacji wczesnej)** przebiegające w temperaturach powyżej 1600° C, w którym ze stopu wydzielają się pierwsze kryształy. Najpierw krystalizuje oliwin oraz siarczki i spinele żelaza i tytanu, kolejno piroksen, a pod koniec tego stadium krystalizują silnie wapniowe plagioklasy. Formowane są skały ultramaficzne oraz mocno zasadowe gabra (zob. [Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne](#)). Podczas stadium protokrystalicznego stop ubożeje w żelazo, magnez oraz wapń i z magmy bazaltowej przekształca się w magmę diorytową.
2. **Stadium mezookrystaliczne (krystalizacji głównej)** odbywające się w temperaturach 1600° C – 800° C. W tym interwale dochodzi do krystalizacji piroksenów, sekwencji plagioklazów wapniowych, kolejno sodowych oraz biotytu. Powstają gabroidy i diorytoidy, a także granitoidy o typie tonalitu i granodiorytu (zob. [Skały skrajnie kwaśne i kwaśne](#) oraz [Skały obojętne](#)). Postępujący proces spadku zawartości żelaza, magnezu oraz wapnia, przy jednoczesnym wzroście krzemionki i alkaliów, powoduje zmianę charakteru stopu na granitoidowy.

3. **Stadium telekryształiczne (krystalizacji resztkowej)**, to krystalizacja w temperaturach poniżej 800° C magmy resztkowej, która składa się z lekkiej fazy płynnej oraz składników lotnych. W obrębie tego stadium wyróżnia się 3 podetapy:

- **Podetap pegmatytowy** (800° C – 600° C), w którym z rozrzedzonego stopu, w warunkach wysokiej prężności par i gazów, wydzielają się kwarc, skalenie alkaliczne i miki. Formowane są wówczas granitoidy. Stopy resztkowe wykazują dużą ruchliwość i powinowactwo do migracji nieciągłościami, gdzie krystalizują w formie skał żyłowych lub miaroli. Skały krystalizujące w warunkach pneumatolitycznych wykształcają duże kryształy (najczęściej kilka rzędów wielkości więcej niż otaczający granit), co jest cechą typową dla pegmatytów, skał które są charakterystyczne dla tej fazy krystalizacji. Podetap pegmatytowy w zasadzie jest ostatnim, w którym formują się ciała skalne. W dalszych etapach biorą udział głównie składniki lotne i roztwory wodne [234].
- **Podetap pneumatolityczny** (600° C - 400° C), w którym gorące gazy zyskują przewagę nad stopem i determinują procesy magmowe. Gazy w stanie nadkrytycznym przenikają do skał otaczających, są przyczyną procesów metasomatycznych. Taki fluid niesie ze sobą często składniki trudno lotne (np. wolfram, molibden, cynę), które mogą tworzyć bogate złoża pneumatolityczne (np. kasyteryt, molibdenit, wolframit) [234].
- **Podetap hydrotermalny** (400° C – 100° C), w którym podstawowym czynnikiem reakcyjnym są zmineralizowane gorące roztwory na bazie wody. W wyniku ich aktywności powstają okruszczenia np. miedzią, srebrem, złotem, cynkiem, ołowiem, uranem, które mają znaczenie złożowe. Dodatkowo mogą tworzyć się węglany (np. kalcyt), skalenie (np. albit) czy kwarc. Paragenezy mineralne tworzone w procesie hydrotermalnym często mają swoje charakterystyczne nazwy (np. żyły typu alpejskiego).



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 15: Pegmatyty

Pegmatyty są ważnymi skałami z ekonomicznego punktu widzenia. Minerale resztkowe, które wtedy krystalizują są wzbogacane często w takie pierwiastki, jak np. Li, Ce, La, Nb, Ta, Tl, Y. Niekiedy ciała pegmatytowe są tak duże, że zakłada się w nich całe kopalnie [234].

Intruzje magmowe

DEFINICJA

Definicja 24: System magmowy

czyli powiązany ze sobą kompleks obejmujący wszelkie miejsca, w których znajduje się stop glinokrzemianowy, we wnętrzu i na powierzchni Ziemi. Obejmuje on **strefę ogniska magmowego**, **komory magmowe** oraz inne zbiorniki, w których następuje gromadzenie magm, odchodzące od nich **korytarze**, w które jest wtłaczany stop lub którymi odbywa się jego migracja oraz **struktury lawowe**, które formują się na powierzchni Ziemi.

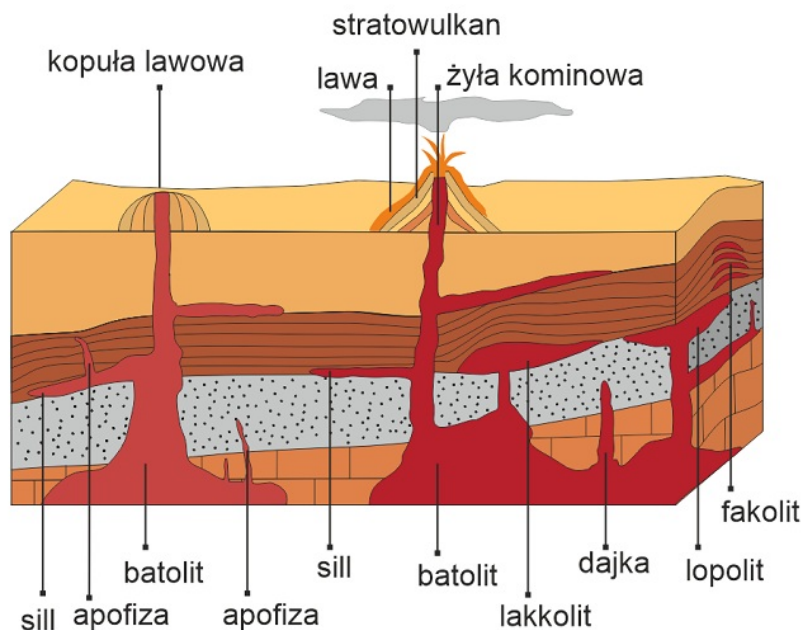
Zastygająca w głębi Ziemi magma tworzy różnego kształtu i wielkości ciała skał magmowych wśród innych skał.

Definicja 25: Intruzje magmowe

to ciała skalne powstałe z magmy zastygłej w skorupie ziemskiej lub proces iniekcji magm w struktury skorupy ziemskiej [11], [235], [232], [236], [237], [233].

W zależności od kształtu intruzji i ich stosunku do skał otaczających wyróżniamy (Rys. 156), [234], [11], [236], [233]:

- **intruzje zgodne** to takie, których ściany są zgodne z powierzchniami strukturalnymi skał otaczających: utawieniem, warstwowaniem, płaszczyznami tektonicznymi i płaszczyznami niezgodności,
- **intruzje niezgodne**, gdy ich ściany przecinają powierzchnie strukturalne.



Rysunek 156: Typy intruzji magmowych.

Intruzje zgodne oraz niezgodne są powszechnymi komponentami skorupy ziemskiej. Ich rozmiary są bardzo zróżnicowane. W stosunku do niewielkich wydłużonych form używana jest ogólna nazwa **żyły**, a rozległe ciała magmowe określane są zbiorczo **plutonami**. Intruzje niezgodne mogą tworzyć drobne, zupełnie podrzędne formy, ale i bardzo duże ciała skalne, których średnica liczona jest w dziesiątkach kilometrów.

Oba typy intruzji spotykane są na różnych głębokościach. Generalnie rozkład intruzji nie jest równomierny i w ich rozmieszczeniu obserwowana jest pewna zależność. Intruzje niezgodne dominują w głębszych partiach skorupy ziemskiej, natomiast intruzje zgodne są częstsze na głębokościach do 5 km. Jako ścieżki migracji stopu w przypowierzchniowych strefach skorupy wykorzystywane są głównie powierzchnie strukturalne [232], [237], [233].

Rodzaje intruzji zgodnych

Do intruzji zgodnych zaliczamy:

- **Sille (żyły pokładowe)** to ciała o charakterze płytowym lub listwowym (zob. Rys. 156). Powstają w efekcie wniknięcia magmy między dwie ławice, w tzw. fugę międzylawicową. Grubość silli wynosi nawet kilkadziesiąt metrów, zwykle jednak znacznie mniej. Powstanie sillu wiąże się z podniesieniem nadkładu skalnego, bez wyraźnych zmian deformacyjnych na powierzchni (Rys. 157).



Rysunek 157: Sille (żyły pokładowe). A: fot. Bjoertvedt, Grimstad [Tonalite-trondhjemite and gneiss].jpg, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: żyła pokładowa andezytu w wapieniach cieszyńskich (Żywiec). Fot. – archiwum aut.

- **Lakkolity** są to ciała magmowe przypominające kształtem bochen lub grzyb wciśnięty między warstwy, przy czym powierzchnia spągowa jest płaska, a stropowa wygięta ku górze (zob. [Rys. 156](#)). Powstają w efekcie wypchnięcia przez magmę do góry mniej wytrzymałych na ciśnienie warstw. Lakkolity występują płytko pod powierzchnią Ziemi (do 3 km) i zbudowane są głównie ze skał kwaśnych głębinowych i wulkanicznych (granity, porfiry).
- **Lopolity** są ciałami magmowymi o kształcie odwróconego lakkolitu, tzn. zbliżony do płaskiego strop i wygięty ku dołowi spąg (zob. [Rys. 156](#)). Sądzi się, że lopolity powstają wskutek zapadnięcia się warstw nad opuszczonym zbiornikiem magmowym. Lopolity są często bardzo duże (tysiące km^2) i grube. Budują je skały magmowe: w spągu zasadowe, w stropie kwaśne.
- **Fakolity** to niewielkie ciała o soczewkowatym kształcie, umiejscowione w przegubach fałdów, najczęściej antyklin. Powstają w efekcie fałdowych ruchów tektonicznych, w trakcie których magma wypełnia rozluźnione fugi międzywarstwowe.

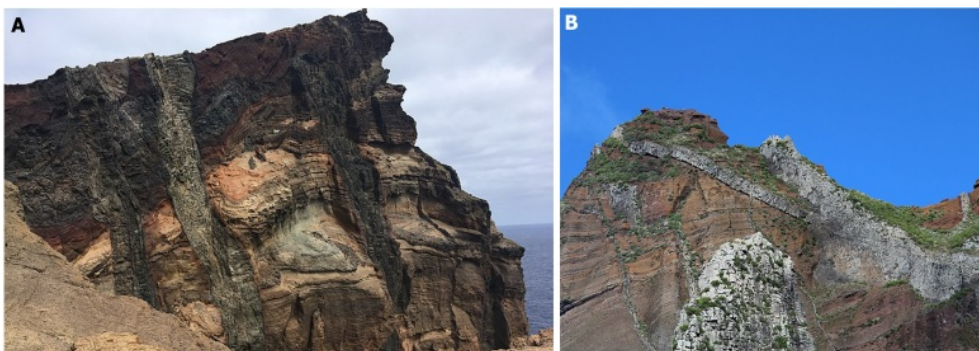
Rodzaje intruzji niezgodnych

Do intruzji niezgodnych zaliczamy:

- **Dajki** są to żyły niezgodnie przecinające skały otaczające. Często mają charakter płyty o niewielkiej grubości w stosunku do długości ([Rys. 158](#)). Grubość waha się od kilku milimetrów do kilkuset metrów. Długość może osiągać nawet kilkaset kilometrów, zwykle jednak znacznie mniej. Dajki budują skały żyłowe lub wylewne: porfiry, diabazy, bazalty.

Spotykane są także pewne specyficzne odmiany dajek:

- **dajki pierścieniowe** tworzące kilka współśrodkowych pierścieni. Często każdy pierścień buduje inna skała magmowa. Zwykle występują w zespołach, tworząc zespół koncentrycznych żył okalających pnie magmowe.
- **dajki stożkowe** ułożone są współśrodkowo i zapadają stromo ku centrum, do jednego wierzchołka. Powstają w efekcie wniknięcia magmy w system tektonicznych szczelin powstałych pod wpływem ciśnienia intrudującej magmy.



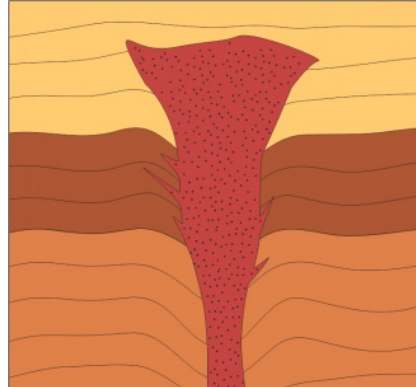
Rysunek 158: Dajki. A: fot. Eva Vanáčová, Volcanic dikes and rocks on Madeira, near Caniçal, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. Gerrit R., Dykes bilden ein Gerüst und halten den Tuff- oder Tephra block zusammen, Madeira, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

- **Żyły kominowe** to intruzje w kształcie pionowego, cylindrycznego walca o niewielkiej średnicy (rzędu kilkudziesięciu metrów), zwykle powstałe w efekcie zakrzepnięcia magmy w kominie wulkanicznym (zob. [Rys. 156](#)).
- **Pnie wulkaniczne (neki)** to zastygłe kominy wulkaniczne o średnicy od kilkuset metrów do kilku kilometrów ([Rys. 159](#)).



Rysunek 159: Pień wulkaniczny. Fot. 1025wil, Devils Tower NM Wyoming.JPG, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

- **Etmolity** są to lejkowate intruzje rozszerzające się ku górze (Rys. 160), (zob. Rys. 156).



Rysunek 160: Etmolit.

- **Batolity** to często olbrzymie ciała skalne (rzędu kilku tys. km^2) zbudowane z granitów i sienitów (Rys. 161A,B). Przecinają niezgodnie otaczające skały, choć dolna granica jest nieznana (Rys. 161C,D). Największy batolit – Coast Range Batholit (Kolumbia Brytyjska, Alaska) ma rozmiary 2000 km x 200 km.

Duże batolity mogą mieć bardzo skomplikowaną genezę, w której znaczącą rolę odgrywa metasomatoza (zob. [Metasomatoza](#)), czyli przeobrażenie skał otaczających roztworami i gazami pochodzącymi z ognisk magmowych aktywnych przez długi czas. Granice batolitów są nieostre, skały magmowe gradacyjnie przechodzą w sekwencję skał metamorficznych i skał osłony.



Rysunek 161: Batolity. A: Tsaranoro (Park Narodowy Andringitra, Madagaskar), B: Ambalavao-Ihosa (Madagaskar). A-B: fot. Marek Łodziński. Wykorzystano za zgodą autora ; C-D: Yosemite National Park, Kalifornia, USA. Fot. – archiwum aut.

- **Apofizy** to niewielkie żyły skał magmowych wychodzące z większych intruzji, szczególnie z batolitów.
- **Chonolity** są to nieregularne w kształcie wypełnienia pustek w skałach.

Wulkanizm

Wulkanizm - wprowadzenie

DEFINICJA

Definicja 26: Wulkanizm

to zespół procesów związanych z wydobywaniem się magmy, okruchów skalnych i gazów z głębi Ziemi na jej powierzchnię. Zjawisko wydobywania się produktów wulkanicznych na powierzchnię nazywamy **erupcją**.

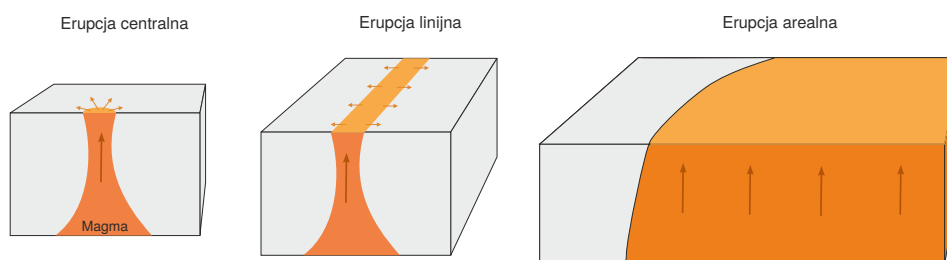
Wulkanizm jest jednym z najbardziej rozpoznawalnych procesów geologicznych. Erupcje wulkaniczne w wielu miejscach kształtują rzeźbę Ziemi ([Rys. 162](#)) i dostarczają wielu informacji o budowie jej wnętrza. Setki czynnych oraz tysiące drzemących i nieaktywnych wulkanów działają na wyobraźnię ludzi; są one jednymi z ważniejszych obiektów turystycznych [238]. Ich egzotykę i piękno ilustrują liczne zdjęcia i filmy.



Rysunek 162: Wulkany erupcji centralnych. A: Wulkan Teide (Tenerifa, Hiszpania), B: Etna - stożek główny i stożki pasyżnicze (Sycylia, Włochy).

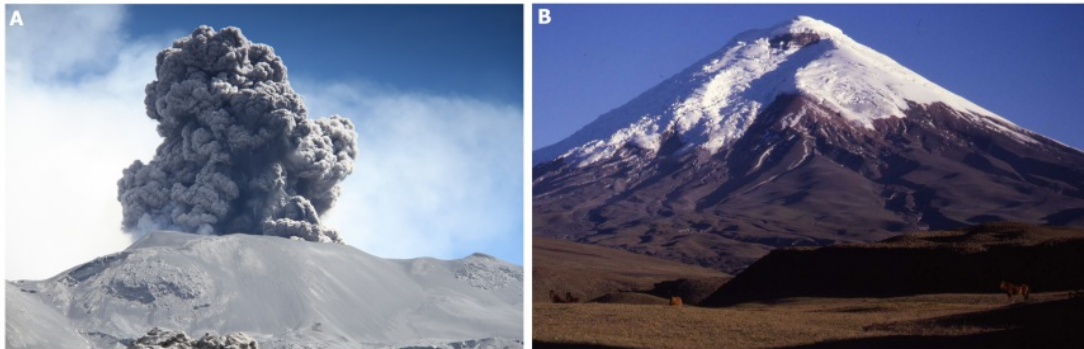
Ze względu na powierzchnię i geometrię miejsca erupcji wyróżniane są ([Rys. 163](#)):

- **erupcje centralne**, jeśli miejscem wydobywania produktów wulkanicznych jest niewielkiej średnicy, okrągły lub owalny otwór zwany **kraterem**,
- **erupcje linijne (szczelinowe)**, jeśli miejscem wydobywania produktów wulkanicznych jest szczelina,
- **erupcje arealne**, jeśli wypływ lawy odbywa się na dużej powierzchni.



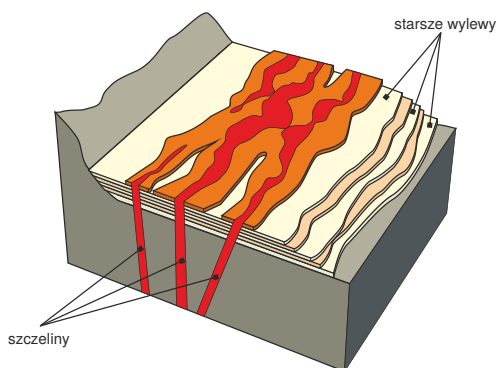
Rysunek 163: Typy erupcji.

Aktualnie zdecydowanie dominują erupcje centralne ([Rys. 164](#)). Produkty gromadzą się wokół miejsca erupcji w formie stożkowatego wzniesienia zwanego **wulkanem** [236], [239], [26], [237].



Rysunek 164: Erupcje centralne wulkanów. A: erupcja wulkanu Sabancaya (Peru), B: Wulkan Cotopaxi (Ekwador). Fot. A-B Andrzej Gałaś. Wykorzystano za zgodą autora.

Erupcje linijne (Rys. 165) na lądach są obecnie dość rzadkie, ale w przeszłości występowały często [236], [239], [26]. Współcześnie tego typu wylewy znane są tylko z Islandii. W ubiegłych epokach geologicznych powstawały w ten sposób rozległe pokrywy bazaltowe, zwane trapami, które znane są z USA (500 tys. km² i 1 km grubości), Dekanu (300 tys. km² i do 3 km grubości), z Syberii, Afryki czy Grenlandii.



Rysunek 165: Wulkany szczelinowe.

Obecnie erupcje linijne są dominującym typem w środowiskach podwodnych. Wylewy szczelinowe mają miejsce w strefach neowulkanicznych dolin ryftowych, w strefach rozrostu skorupy oceanicznej (Rys. 166). W erupcjach linijnych dochodzi do efuzji niskiej lepkości, ruchliwych law bazaltowych. Wylew linijny to prawie zawsze akt jednorazowy. Po akcie efuzywnym szczelina zostaje zatkana zakrzepłą lawą, a w jej obrębie punktowo mogą tworzyć się niewielkie erupcje centralne.



Rysunek 166: Erupcje szczelinowe. A: fot. USGS, View toward the SW of fissure eruption, licencja PD, źródło: USGS ; B: fot. USGS, Kamoamao 2011-03-05 fissure, licencja PD, źródło: Wikimedia Commons .

Erupcje arealne powstają przez przetopienie powierzchniowych warstw skorupy ziemskiej nad komorą magmową lub rozległą intruzją magmową. Wówczas miejsce wypływu stopu zajmuje dużą powierzchnię. Aktualnie takie erupcje nie występują, ale w odległej historii Ziemi, w czasie akrecji skorupy ziemskiej i w pierwszych etapach jej stabilizacji, odgrywały kluczową rolę [234].

Do erupcji dochodzi w środowiskach lądowych oraz podwodnych. Szczególne są **erupcje podwodne**, które mają miejsce na dnie morskim, oceanicznym lub jeziornym i tylko te płytsze (do około 2 km) dają objawy widoczne na powierzchni wody (Rys. 167).



Rysunek 167: Erupcje podwodne. A: Fot. Alex DeCiccio, Kavachi Eruption, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. NSF, NOAA, An eruption near the West Mata Volcano, Pacific Ocean, licencja CC BY 2.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Charakterystycznym produktem erupcji podmorskich są lawy poduszkowe (ang. pillow lava) powstające wskutek szybkiego stygnięcia lawy w kontakcie z zimną wodą morską (zob. [Rys. 169](#)) [234], [229]. Krzepnący w tych warunkach stop przyjmuje formy o kształcie bochenkowatym lub poduszkowatym.

Rzadziej dochodzi do kumulacji utworów piroklastycznych, które powstają przez kontakt lawy z zimną wodą morską. Stożki piroklastyczne formowane w ten sposób mogą wystawać ponad powierzchnię wody.

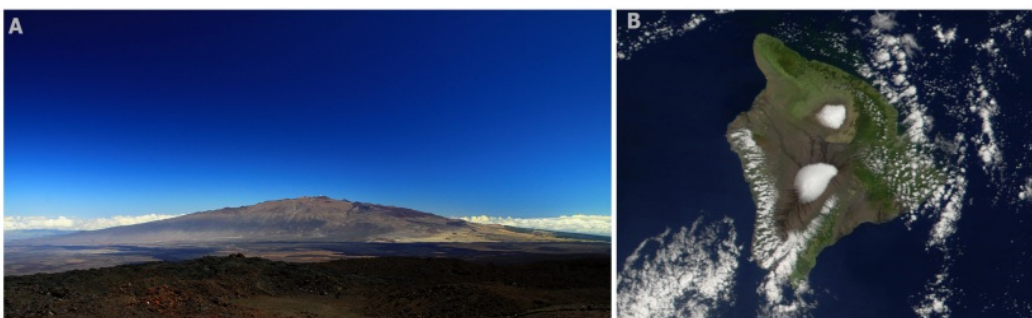
Produktami wulkanizmu są [240], [241], [239]:

- **lawą**, czyli stop glino-krzemianowy, który wydobywa się na powierzchnię Ziemi i w tych warunkach krystalizuje w formie **skał wulkanicznych**,
- **materiały piroklastyczne**, czyli okruchy skalne wyrzucane z krateru,
- **pary i gazy** wydobywające się z krateru oraz lawy.

INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 16: Najwyższa góra Ziemi

Wulkanizm istotnie wpływa na zmianę morfologii terenu. Wydobywające się produkty są kumulowane w najbliższej okolicy erupcji, prowadząc do podnoszenia powierzchni terenu i powstawania punktowych wzniesień ([Rys. 168](#)). Najwyższym wulkanem jest hawajski Mauna Kea. Jego wysokość bezwzględna wynosi 4 205 m n.p.m., przy czym całkowita wysokość (względna) mierzona od podstawy to 10 203 m. Jest to jednocześnie najwyższe wzniesienie ziemskie, przewyższające Mount Everest.



Rysunek 168: Mauna Kea (Hawaje). A: Fot. Nula666, Mauna Kea from Mauna Loa Observatory, Hawaii, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. NASA Earth Observatory, Mauna Kea (north) and Mauna Loa (south), licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Lawa

Definicja 27: Lawa

to stop magmowy, który wylał się na powierzchnię Ziemi. Jest mieszaniną tlenków krzemu, tlenków różnych metali, krzemianów i gazów.

Ze względu na skład chemiczny wyróżnia się:

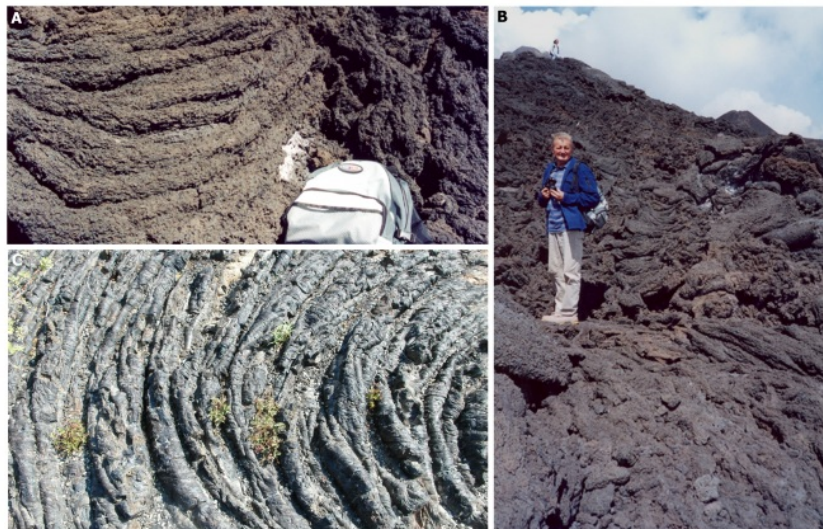
- **lawy kwaśne**, o wysokiej zawartości krzemionki,
- **lawy zasadowe**, o niskiej zawartości krzemionki.

Lawy kwaśne mają wysoką lepkość, przez co wolno płyną tworząc krótkie potoki i krzepną w kopułowatych formach. Zdarza się, że mają dużo gazów i wówczas spada lepkość, a lawa rozlewa się szeroko.

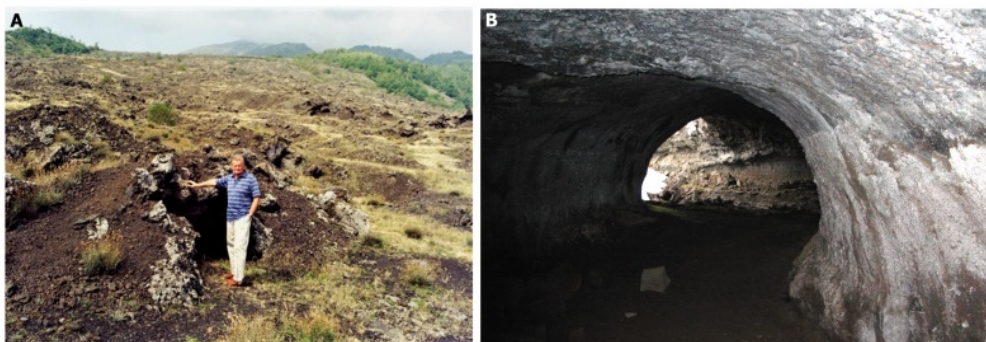
Lawy zasadowe mają niską lepkość, dlatego łatwo płyną i rozlewają się na dużym obszarze lub tworzą długie potoki.

Temperatura law wydobywających się z krateru mieści się w przedziale od 1000 °C do 1200 °C, a ich krzepnięcie następuje w temperaturze od 600 °C do 800 °C. Lawy zasadowe krzepną w temperaturach wyższych niż lawy kwaśne. W zależności od składu chemicznego, ilości fazy gazowej oraz środowiska, krzepnące lawy przybierają różne formy. Są to:

- **lawa trzewiowa** (Rys. 169A, B) wykazuje skład bazaltowy i zawiera niewiele gazu [239], [242], [231]. Jest rzadka i jej zewnętrzna powłoka krzepnie szybciej, a w głębi płynąca lawa powoduje zmarszczenia powierzchni przypominające trzewia. Pewną odmianą lawy trzewiowej jest lawa sznurowa (Rys. 169C). W obrębie takich law często występują kanały i **jaskinie lawowe** (Rys. 170). Powstają one w efekcie szybszego stygnięcia i krzepnięcia górnej powierzchni lawy. Lawa o wyższej temperaturze wewnątrz potoku nadal płynie. Jeśli erupcja zostaje przerwana, pod zakrzepłą skorupą powstaje pustka - jaskinia lawowa.



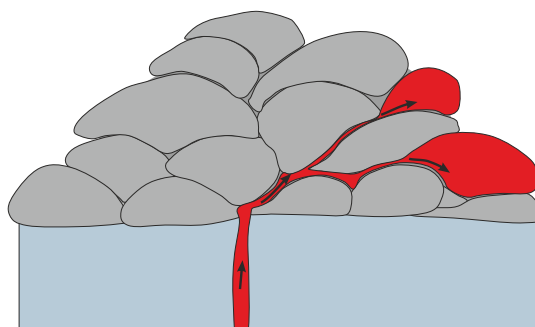
Rysunek 169: A-B: Wulkan Etna (Sycylia, Włochy). A: lawa trzewiowa, B: zakrzepły potok lawy trzewiowej, C: odmiana lawy trzewiowej tzw. lawa sznurowa (Idaho, USA).



Rysunek 170: Jaskinie lawowe. A: na stoku wulkanu Etna (Sycylia, Włochy). Fot. – archiwum aut. ; B: Surtshellir (Islandia). Fot. Ewa Waśkowska. Wykorzystano za zgodą autorki.

- **lawa poduszkowa** (lawa puklista) powstaje na dnie morskim (Rys. 171), [26], [243], [231]. W warunkach gwałtownego

stygnięcia lava tworzy charakterystyczne obłe formy przypominające poduszki lub bochenki (Rys. 172). "Poduszki" lawy mają wewnątrz strukturę gąbczastą, a na zewnątrz szklistą. Ich wielkość jest zróżnicowana, ale najczęściej średnica oscyluje między 30 cm a 70 cm. "Poduszki" spójne są roztartą miazgą lawową, tufową lub osadem z dna morskiego.

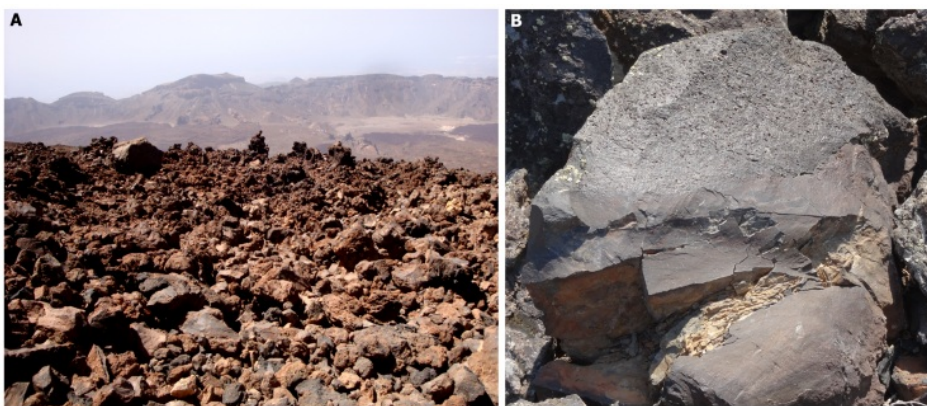


Rysunek 171: Mechanizm powstawania law poduszkowych.



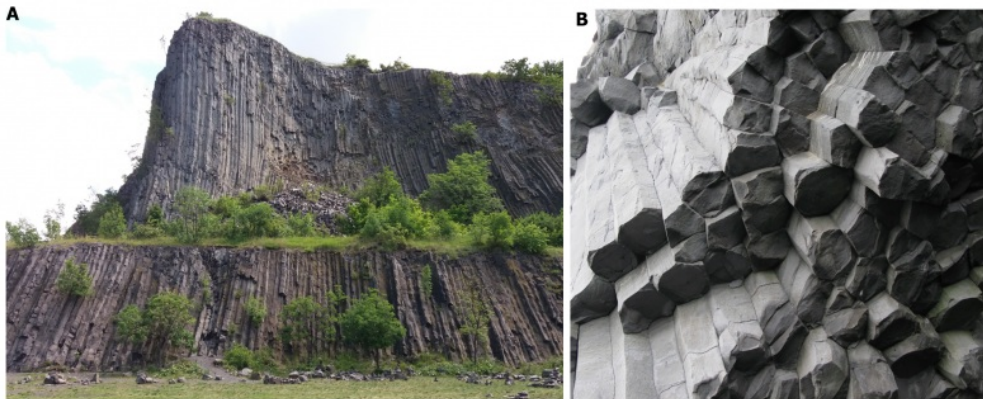
Rysunek 172: A: bazaltowe lawy poduszkowe środkowego triasu, ladin (Dolomity, Włochy), B: lawy poduszkowe w górach Jebel Akhdar, góra kreda, (Oman). A-B: Fot. Michał Krobicki. Wykorzystano za zgodą autora.

- **lava blokowa** [234], [231] powstaje w efekcie zastygania law o dużej lepkości (Rys. 173). Podział na bloki jest efektem oddziaływania gorącej, nie zakrzepłej jeszcze lawy pod zastygłą warstwą zewnętrzną. Powoduje to dezintegrację nadległych, sztywnych części pokrywy lawowej. Tworzą się charakterystyczne bloki (o średnicy do 1 m) o gładkiej powierzchni stropowej.



Rysunek 173: A: lava blokowa, wulkan Teide (Tenerifa, Hiszpania), B: blok lawy szklistej z przejściem do lawy porowatej (Idaho, USA).

Z procesem krzepnięcia form wulkanicznych wiąże się powstanie **ciosu słupowego** [234], [26], czyli systemu regularnych spękań, najczęściej o pięcio- lub sześciokątnych podstawach, które ułożone są prostopadle do powierzchni stygnięcia (Rys. 174). Cios jest wynikiem powstawania naprężeń rozciągających się w stygnącej skale. Cios słupowy występuje w różnych typach skał wylewnych, ale najlepiej wykształca się w skałach bazaltowych. Z reguły słupy w wewnętrznej części ciała wulkanicznego przybierają bardziej regularne kształty niż te, które występują w strefach zewnętrznych.



Rysunek 174: A: cios słupowy Hegyestu nad Balatonem (Węgry). Fot. Sławomir Bębenek ; B: kolumny bazaltowe, czarna plaża Reynisfjara (Islandia). Fot. Ewa Waśkowska. Wykorzystano za zgodą autorów.

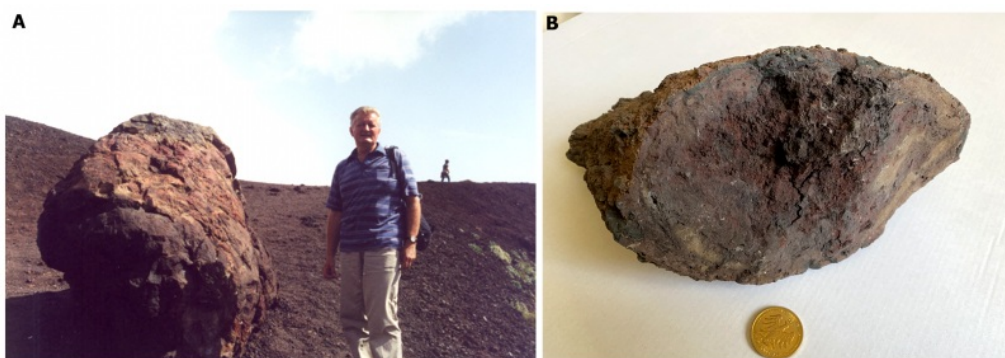
Materiały piroklastyczne

Materiały piroklastyczne powstają w wyniku wyrzucenia lawy z krateru wulkanu. Są to także rozdrobnione fragmenty skał wyrwanych z podłoża, kanału lub stożka wulkanu (Rys. 175). Do utworów piroklastycznych zaliczamy: bomby, szlaki, scoria, lapille, piaski, popioły, pumeks [234], [239], [237], [231].



Rysunek 175: Różne frakcje materiału piroklastycznego. A: Wulkan Wezuwiusz (Włochy). Fot. – archiwum aut. ; B: Wulkan Martín de Tegalate (Wyspa La Palma, Hiszpania). Fot. Ewa Waśkowska. Wykorzystano za zgodą autorki.

Bomby wulkaniczne są to fragmenty lawy wyrzucone przez wulkan i krzepnące w powietrzu (Rys. 176). Ich kształt jest owalny, często wrzecionowaty i skręcony. Mają zróżnicowaną wielkość, najczęściej średnica wynosi kilkadziesiąt centymetrów, ale czasem przekracza 1 metr. Wnętrze bomby jest niekiedy krystaliczne, a część zewnętrzna jest gąbczasta. Często powstają także bomby o nieregularnym kształcie (**bloki**), powstałe z rozsądzenia skał budujących stożek. Niektórzy badacze [239] wyróżniają wspólną grupę materiałów piroklastycznych: bomby i bloki.

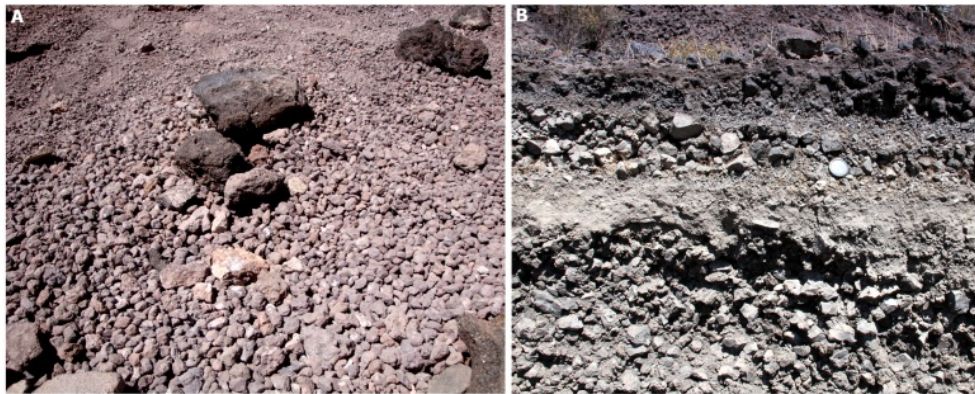


Rysunek 176: Bomby wulkaniczne. A: z wulkanu Etna (Sycylia, Włochy), B: z Masywu Centralnego (Francja).

Szlaki to fragmenty szkliste, pęcherzykowatej w efekcie odgazowania, zastygłej lawy o średnicy od kilku do kilkunastu centymetrów; często powstają w wyniku rozsądzenia zgazowanych bomb.

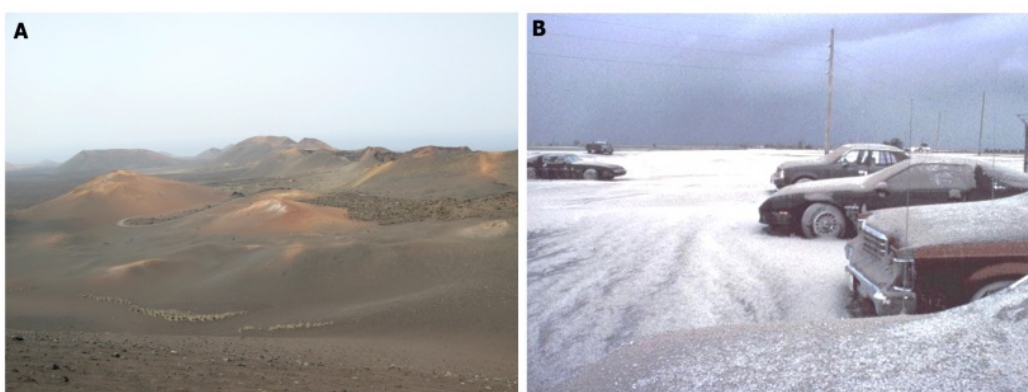
Scoria (wł. piana) to niewielkie kawałki (wielkości orzecha) zakrzepłej w powietrzu, gąbczastej lawy (Rys. 177).

Lapille (wł. małe kamyczki) są to fragmenty wielkości ziaren grochu powstałe z zakrzepnięcia lawy lub z rozdrobnienia starszych, zakrzepłych law wewnątrz stożka wulkanicznego (Rys. 177). Rzadziej są to obtopione na krawędziach kryształki, co świadczy o częściowej krystalizacji magmy przed erupcją.



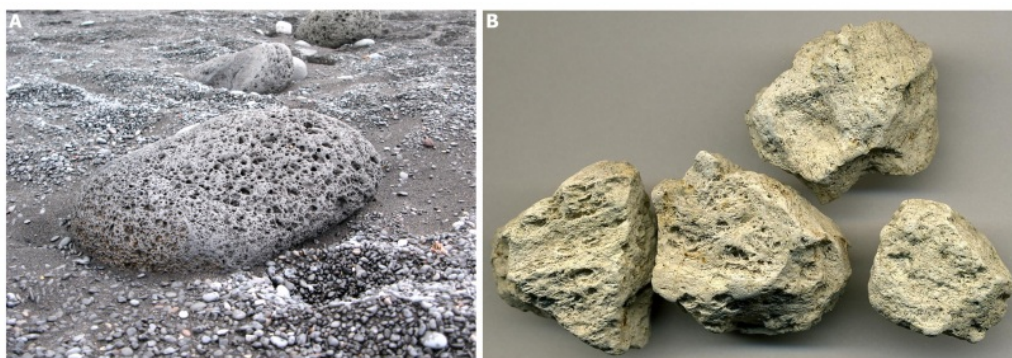
Rysunek 177: Scoria i lapille. A: Wulkan Teide (Tenerifa, Hiszpania). Fot. – archiwum aut. ; B: Dolina Wulkanów (Peru). Fot. Andrzej Gałaś. Wykorzystano za zgodą autora.

Popioły wulkaniczne – najdrobniejsza (poniżej 2 mm średnicy) frakcja powstająca w wyniku krzepnięcia drobin ciekłej lawy lub rozdrobnienia starszego materiału wulkanicznego (Rys. 178). Często są to bardzo drobne kryształy, niekiedy oblepione szklivem wulkanicznym. Popioły są charakterystycznym materiałem lawy kwaśnej. Popioły o średnicy ziaren 0,05 mm – 2 mm często nazywamy piaskami, a poniżej 0,05 mm – pyłami.



Rysunek 178: Popioły wulkaniczne. A: Timanfaya National Park (Wyspa Lanzarote, Hiszpania). Fot. Ewa Waśkowska. Wykorzystano za zgodą autorki ; B: fot. R. P. Hoblitt, Ashfall from Pinatubo, Luzon island, Philippines, 1991, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

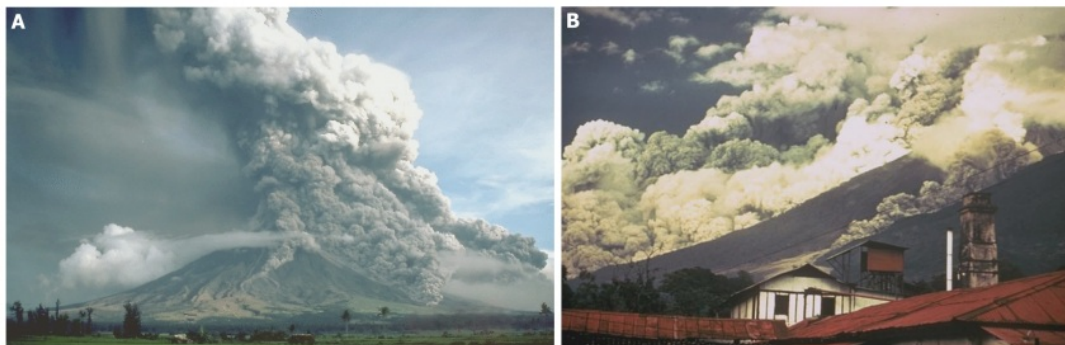
Pumeks to krzepnące w powietrzu fragmenty lawy pozbywającej się gazów, co prowadzi do powstania lekkich (poniżej 1 g/ cm³), porowatych skał (Rys. 219).



Rysunek 179: Pumeks. A: pole lawowe Hallmundarhraun (Islandia zach). Fot. Ewa Waśkowska. Wykorzystano za zgodą autorki ; B: fot. James St. John, Phonolite pumice (24-25 August 79 A.D. eruption of Mt. Vesuvius, Italy), licencja CC BY 2.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Materiał piroklastyczny wyrzucany z wulkanu zachowuje się różnie w zależności od frakcji. Bomby wulkaniczne wyrzucane są na wysokość do 100 m i opadają w odległości kilkuset metrów od krateru. Najdrobniejsze frakcje (pyły, popioły) wyrzucane są nawet na wysokość rzędu kilkudziesięciu kilometrów i pokrywają olbrzymie obszary, a krążąc wokół Ziemi mogą opadać w dowolnych jej rejonach.

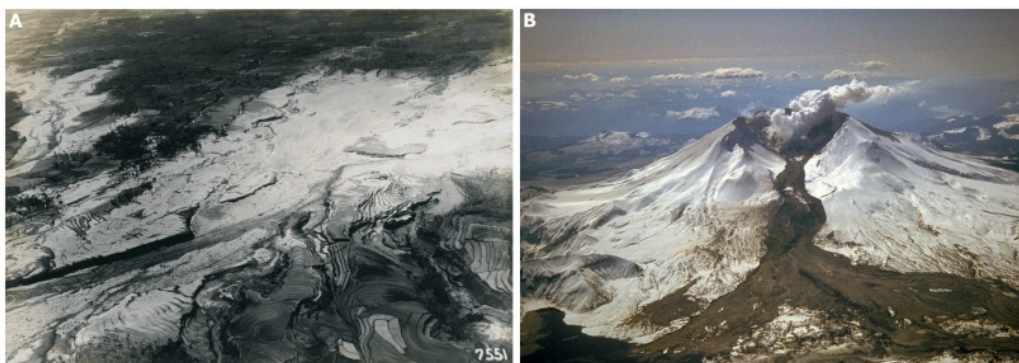
W trakcie wybuchów wulkanów wyrzucających duże ilości materiału piroklastycznego mogą powstać potoki piroklastyczne [231]. To odmiana znanych z sedimentologii gęstych prądów zawiesinowych, w których grawitacja powoduje przemieszczanie materiału, a turbulencja podtrzymuje materiał okruchowy przed opadaniem na dno (Rys. 180).



Rysunek 180: Spływy piroklastyczne. A: fot. C. G. Newhall, Pyroclastic flows at Mayon Volcano, Philippines, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. William Buell, Volcan de Fuego (Guatemala) pyroclastic flows - october 1974 eruption, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Wśród potoków piroklastycznych wyróżniamy [239]:

- **chmury gorejące**, czyli turbulentne mieszaniny materiałów piroklastycznych, z przewagą popiołów, z parą wodną i gazami. Temperatura we wnętrzu chmury może dochodzić do 1000° C, a prędkość staczania się po stoku może sięgać ponad 100 km/godz.
- **spływy popiołowe (lahary)**, czyli spływające po stoku wulkanu zimne mieszaniny popiołów wulkanicznych z wodą opadową lub roztopową (Rys. 181). Mogą przemieszczać się na odległość wielu kilometrów zalewając doliny.



Rysunek 181: Lahary. A: fot. LAKN-IL, Lahar Blongong op de Merapi, Jawa, Indonesia, licencja CC BY 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. Tom Casadevall, USGS, Mount St. Helens eruption on March 19, 1982, Ocean Atlantycki, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

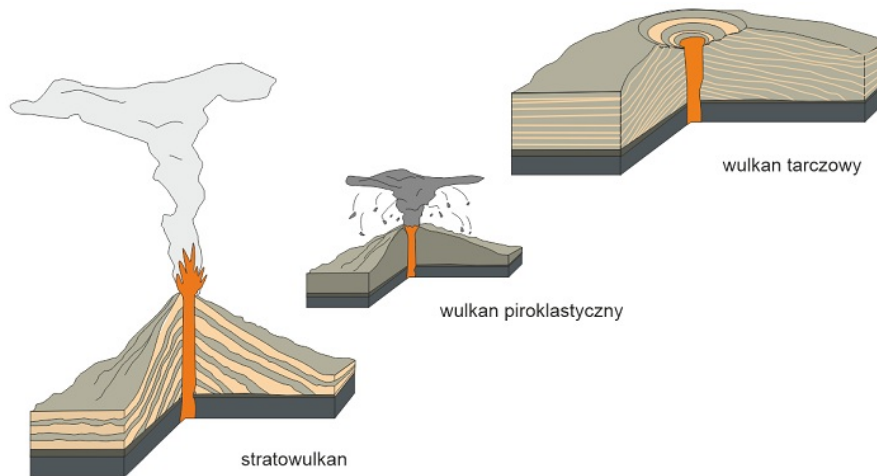
Typy wulkanów

W warunkach lądowych powszechne są **erupcje centralne** (zob. [Wulkanizm - wprowadzenie](#)), w których produkty erupcji gromadzą się wokół miejsca erupcji w formie stożkowatego wzniesienia zwanego wulkanem [236], [239], [26], [237].

Wulkany takie dzielone są ze względu na dominujący rodzaj (rodzaje) produktów erupcji na (Rys. 182):

- **wulkany lawowe (tarczowe)**, gdy podczas erupcji z krateru wydobywa się głównie lava;
- **wulkany eksplozywne (piroklastyczne)** wyrzucające głównie materiał piroklastyczny;
- **wulkany mieszane (stratowulkany)**, które wyrzucają lawę i materiał piroklastyczny.

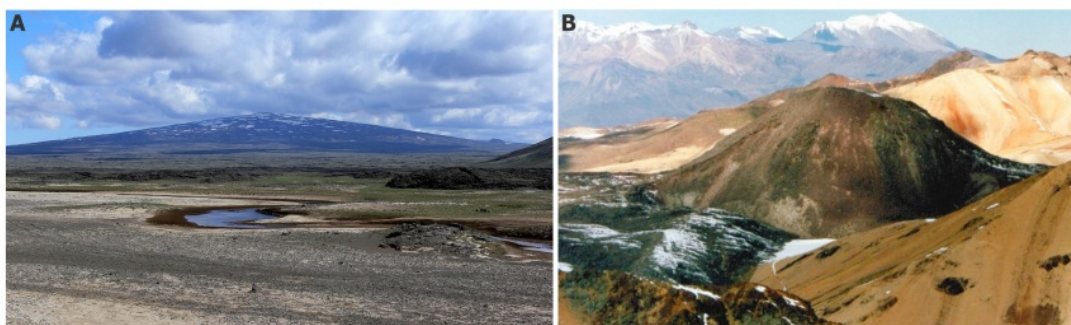
W trakcie wszystkich tych erupcji wydobywają się także różne gazy.



Rysunek 182: Typy wulkanów.

Stożki **wulkanów lawowych (wylewnych)** zbudowane są ze skał wylewnych. Mogą być dwójakiego rodzaju [237]:

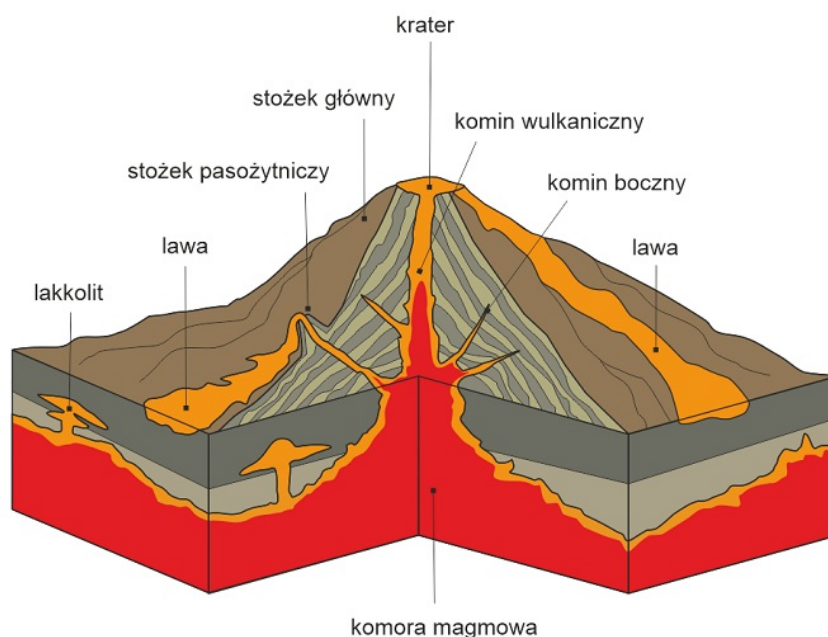
1. **wulkany tarczowe** zajmują dużą powierzchnię, mają formę płaskiego wzniesienia o łagodnie (do 8°) nachylonych stokach (Rys. 183A). Kratery tych wulkanów są płytkimi zagłębieniami, wypełnionymi gorącą lawą, której poziom podnosi się i epizodycznie dochodzi do wylewu poza brzegi krateru. Wulkany tarczowe wylewają wyłącznie lawy bazaltowe o niskiej lepkości, które są ruchliwe i mają tendencję do tworzenia długich, ale niewielkiej grubości potoków. Najbardziej znane wulkany tarczowe występują na Hawajach i Islandii [239], [244].
2. **kopuły lawowe** mają formę zwartej kopuły, wzniesienia o stromych stokach, które zajmuje niezbyt duży obszar (Rys. 183B). Powstają przy erupcjach law kwaśnych, o wysokiej lepkości, które są mało ruchliwe i tworzą krótkie, grube potoki. Czynne wulkany tego typu występują między innymi na Jawie, Kamczatce, w USA i Peru [239], [243], [230].



Rysunek 183: A: wulkan tarczowy. Fot. Christian Bickel, Schildvulkan Skjaldbreiður, licencja CC BY-SA 2.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: dacytowa kopuła lawowa (Dolina Wulkanów, Peru). Fot. Andrzej Gałaś. Wykorzystano za zgodą autora.

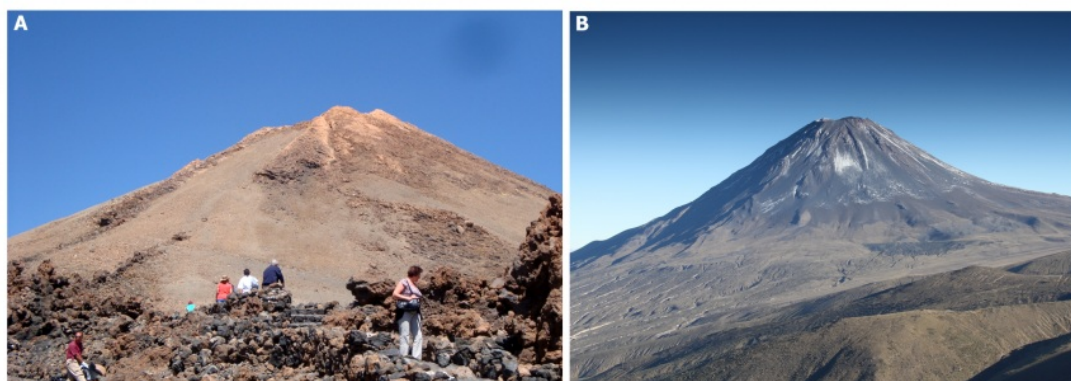
Gdy erupcje lawowe są niskoenergetyczne nazywane są efuzjami, a wulkany z takim przebiegiem erupcji - efuzywnymi. Gdy lawy wyrzucane są z krateru i tworzą fontanny law nazywane są ekstruzjami, a wulkany ekstruzywnymi.

Wulkany mieszane (stratowulkany) (Rys. 184) stanowią dominującą grupę aktualnie czynnych wulkanów lądowych [236], [239], [26], [237]. Charakterystyczne dla nich są stożki o nachyleniu stoków około 30° , które zbudowane są z naprzemianległych, nachylonych zgodnie z powierzchnią stożka warstw zakrzepłej lawy i materiału piroklastycznego (Rys. 185).



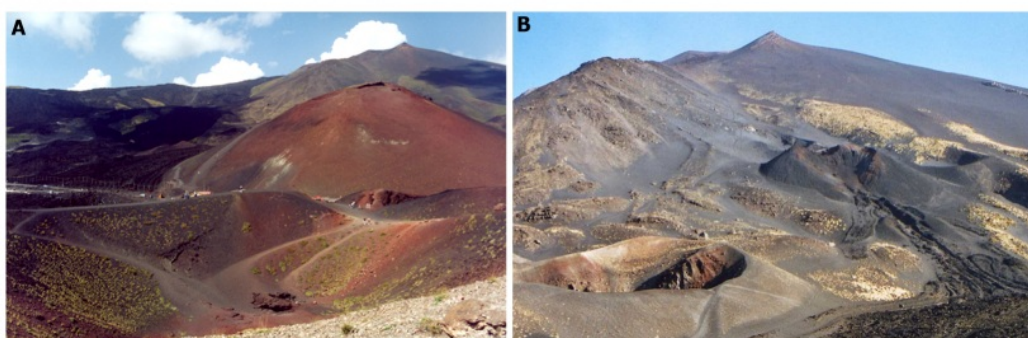
Rysunek 184: Budowa stratowulkanu.

Taka sekwencja jest wynikiem podobnego przebiegu kolejnych erupcji, w których wyraźnie wyodrębniają się dwie fazy. Pierwsza faza jest wysokoenergetyczna, a erupcję rozpoczyna wyrzut materiału piroklastycznego. Materiał ten pochodzi z rozsadzenia znajdujących się w kominie i kraterze skał wulkanicznych oraz krzepnięcia strzępów lawy wyrzuconej pod wpływem parcia gazów. Po tej fazie rozpoczyna się etap efuzywno-ekstruzywny, podczas którego podstawowym produktem jest lava wylewająca się na pokrywy piroklastyczne.



Rysunek 185: Stratowulkany. A: Teide (Tenerifa, Hiszpania). Fot. – archiwum aut. ; B: Misti (Dolina Wulkanów, Peru). Fot. Andrzej Galaś. Wykorzystano za zgodą autora.

Poza głównym kraterem stratowulkanów, mniejsze porcje lawy i popiołów wydobywają się także ze szczelin oraz z podrzędnych stożków, znajdujących się na stoku. Stożki tworzące się na powierzchni głównego stożka nazywane są pasożytniczymi (Rys. 186).

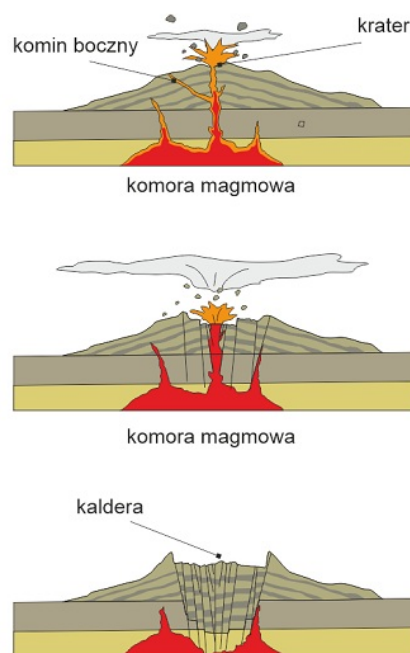


Rysunek 186: A: stożki pasożytnicze wulkanu Etna (Sycylia, Włochy). Fot. – archiwum aut. ; B: pasożytnicze stożki piroklastyczne na stokach Etny (Sycylia, Włochy). Fot. Andrzej Galaś. Wykorzystano za zgodą autora.

Charakterystycznym elementem budowy wielu stratowulkanów są **kaldery** [236], [241], [231]. Są to często ogromne, nawet do 20 km średnicy, zagłębienia w szczytowej części stożka. Powstają one w wyniku:

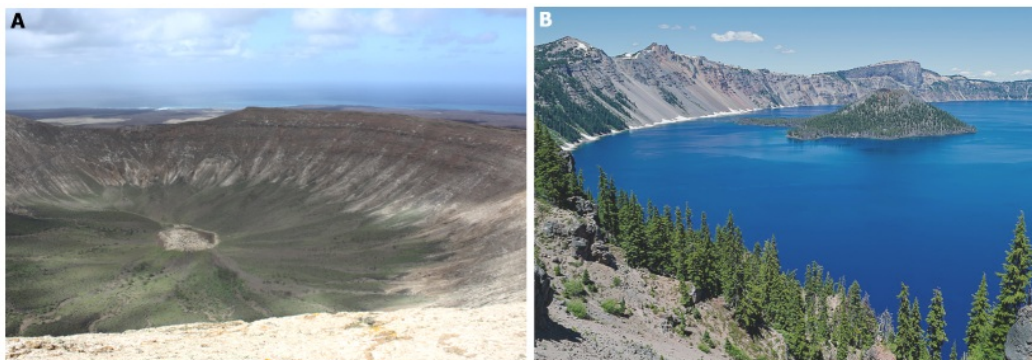
- wysadzenia szczytowej części stożka,

- przez zapadnięcie się górnej części wulkanu nad opróżnioną komorą magmową (Rys. 187).



Rysunek 187: Powstawanie kaldery.

Podczas kolejnych aktów eruptywnych w kalderze wyrasta nowy stożek. Wiele zagłębień kalderowych wypełnionych jest wodą tworząc tzw. jeziora kraterowe (Rys. 188).



Rysunek 188: Kaldery. A: fot. Dguendel, Tinajo, Caldera Blanca, licencja CC BY 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. Benoit Brummer, Crater Lake, licencja CC BY 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Czynnymi stratowulkanami są między innymi: Wezuwiusz, Cotopaxi (Andy), Kilimandżaro, Fudzi i wiele innych.

Wulkany eksplozywne wyrzucają prawie wyłącznie materiał piroklastyczny (Rys. 189) lub produkty gazowe. Aktualnie jest to najrzadziej występujący typ wulkanów [230], [231]. Z nieodległej przeszłości znane są takie wulkany z Masywu Centralnego (Francja) i z Doliny Wulkanów (Peru).



Rysunek 189: Wulkany piroklastyczne. A: Craters of the Moon National Park (USA). Fot. – archiwum aut. ; B: Dolina Wulkanów (Peru). Fot. Andrzej Galaś. Wykorzystano za zgodą autora.

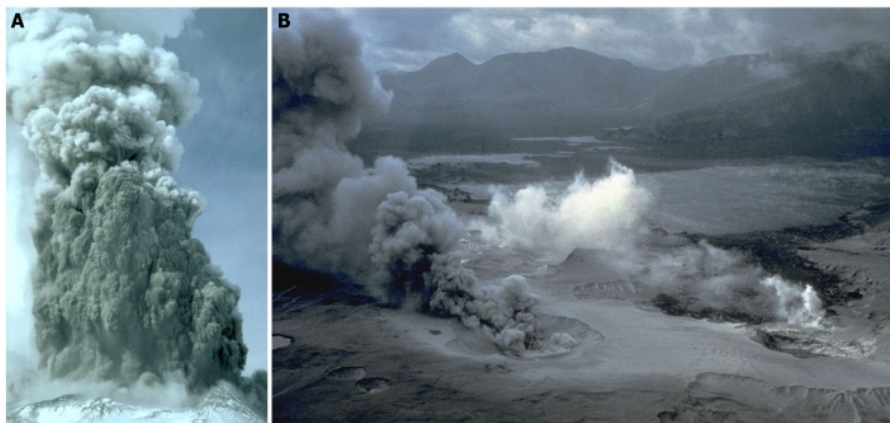
Typem wulkanów eksplozywnych są **maary** (Rys. 190). Są to lejkowate wgłębienia otoczone niewysokim wałem zbudowanym z utworów piroklastycznych. Zagłębienia te przechodzą w kanały wypełnione brekcją wulkaniczną i materiałem piroklastycznym (tzw. diatremę). Uważa się, że maary powstają przez eksplozję zgromadzonych w komorze wulkanu gazów. Podczas eksplozji

dochodzi do rozdrobnienia skał wulkanicznych wypełniających komin oraz skał osłony. Diatremami są także kominy kimberlitowe często zawierające diamenty.



Rysunek 190: Maary. A: fot. Wolkenkratzer, Dauner Maare, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: budowa wewnętrzna maaru.

Maary są również efektem **erupcji freatycznych** wywołanymi przez wody gruntowe, opadowe lub morskie, które w podłożu wulkanu zostają podgrzane i zamienione w parę wodną. Eksplozja jest efektem wybuchu pary wodnej, który doprowadza do wyrzutu produktów z poprzednich erupcji ([Rys. 191](#)), [\[234\]](#), [\[229\]](#).



Rysunek 191: Eksplozje freatyczne. A: fot. Swanson D. A., Phreatic eruption at the summit of Mount St. Helens (Washington, USA), licencja PD, źródło: [USGS](#) ; B: fot. Dan Dzurison, Spirit Lake, Pumice Plain, and phreatic explosions, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 17: Wybuch Wezuwiusza

Najśłynniejszą erupcją stratowulkanu był wybuch Wezuwiusza, który miał miejsce w 79 r. n.e. Wezuwiusz do tego momentu uznawany był za wulkan drzemiący. Wybuch poprzedziło trzęsienie Ziemi, a erupcja była niezwykle gwałtowna. Z wulkanu wydobyła się olbrzymia ilość materiałów piroklastycznych, które zasypały miasta: Pompeje i Stabiae. Gwałtowna ulewa powstała ze skraplania wyrzuconej pary wodnej, a upłynnione popioły wulkaniczne zalały Herculanium. Wybuch wysadził w powietrze znaczną część stożka, a fragmenty powstałej kaldery Mt. Somma zachowały się do dzisiaj. Obecny stożek Wezuwiusza wyrósł w obrębie kaldery, w efekcie późniejszych wybuchów [\[245\]](#). W kolejnych wiekach zapomniano o tym wybuchu i o zasypanych miastach. Dopiero w XVI wieku odkryto ruiny Pompejów i rozpoczęto prace archeologiczne. Dotychczas odkopano około 2/3 miasta, a w nim znakomicie zachowane świątynie, wielki teatr, ulice, domy, sklepy i wiele innych. Odkryto także wiele (ponad 1000) pustek po ciałach ofiar. Wypełnienie ich mleczkiem gipsowym pozwoliło odtworzyć wygląd tych postaci ([Rys. 192](#)). W XVIII wieku odkryto także ruiny Herculanium i Stabiae i rozpoczęto prace archeologiczne odkrywając wiele wspaniałych obiektów w tych znacznie mniejszych, ale bogatych miastach.

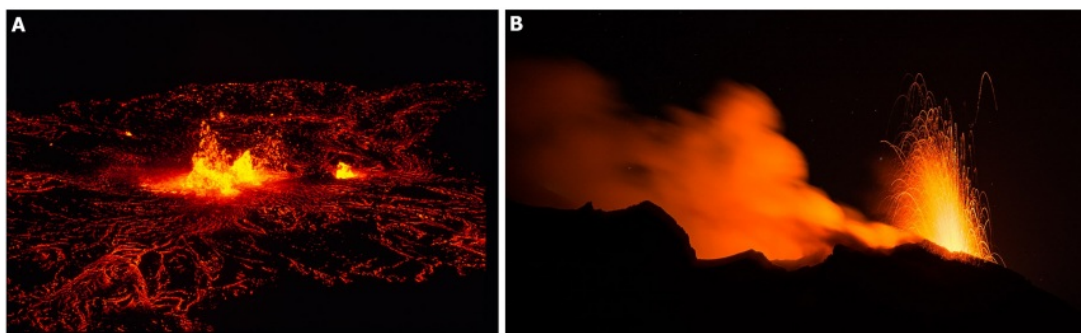


Rysunek 192: A: Ruiny świątyni w Pompejach, B: gipsowy odlew ofiary wybuchu Wezuwiusza.

Typy erupcji

W zależności od przebiegu erupcji wyróżnia się jej typy, odnosząc je do znanych i doskonale udokumentowanych erupcji. W tym podziale wyróżniamy następujące typy [239], [242], [244], [233]:

- **typ hawajski** charakteryzuje stosunkowo spokojny wylew rzadkiej lawy i gazów (Rys. 193A); z rzadka gazy wyrzucają krople lawy. Typ hawajski jest charakterystyczny dla Wysp Hawajskich i Islandii.
- **typ Stromboli** (nazwa od wulkanu Stromboli na Wyspach Liparyjskich) to aktywny nieprzerwanie od tysięcy lat, regularnie, co kilkanaście minut, wyrzucający lawę, materiały piroklastyczne i gazy (Rys. 193B).



Rysunek 193: Typy erupcji. A: typ hawajski. Fot. NPS/DIA, Hawai'i Volcanoes National Park, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: typ Stromboli. Fot. Kuhnmi, Stromboli Lava Fountain, licencja CC BY 2.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

- **typ Vulcano** (nazwa od wulkanu i wyspy należącej do Wysp Liparyjskich) wybucha stosunkowo rzadko, ale gwałtownie i wyrzuca duże ilości grubego materiału piroklastycznego (bloki skalne i bomby wulkaniczne) oraz popiołów. Bloki i bomby wyrzucane są nawet na odległość kilku kilometrów, a popioły na wysokość do 10 km (Rys. 194). Dzieje się tak dlatego, że lawa krzepnąca w kominie tworzy „korek”, który rozsadzany jest przez gazy wulkaniczne.



Rysunek 194: Erupcja typu Vulcano. Fot. Krypton, Sakurajima 2009, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

- **typ Pelée** zawdzięcza nazwę wulkanowi Mount Pelée na Martynice. Erupcje są bardzo rzadkie, ale lepka, kwaśna lawa tworzy koputę lawową i gazy znajdują ujście w obrębie stożka, wywołując potężną chmurę gorejącą. W przypadku wulkanu Mount Pelée, po wybuchu z komina i krateru stożka wydźwignęła się wysoka na 400 m „igła” andezytowa, która po pewnym czasie rozpadła się i wywołała potoki piroklastyczne i chmury gorejące.

- **typ Pliniusza** (od nazwiska Pliniusza Młodsze, polityka i pisarza) charakteryzują: efuzje kwaśnej lawy, wyrzuty dużych ilości gazu i olbrzymie ilości wyrzuconego (nawet do stratosfery) materiału piroklastycznego tworzącego formę pinii (grzyba) i opadającego na dużym obszarze ([Rys. 195](#)).



Rysunek 195: Erupcja typu pliniuszowego – Wulkan Sabancaya (Peru). Fot. Andrzej Gałaś. Wykorzystano za zgodą autora.

Przytoczone typy erupcji nie zawsze występują w czystej postaci. Często wykazują cechy pośrednie lub pewne, indywidualne zjawiska.



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 18: Superwulkany

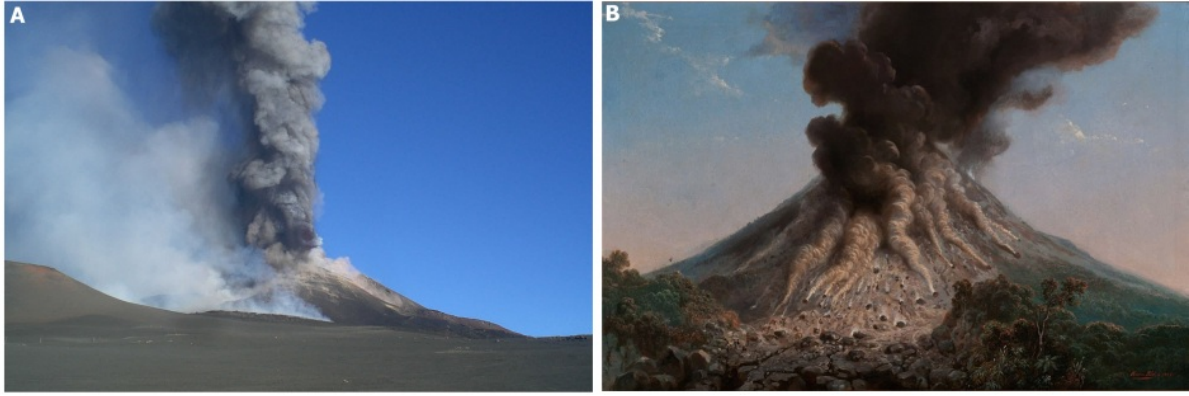
Superwulkany powstają wskutek potężnej erupcji, nawet tysiące razy silniejszej od erupcji zwykłych wulkanów. Związane są z pióropuszcami płaszcza i plamami gorąca (zob. [Pióropusze płaszcza i plamy gorąca](#)). Po erupcji superwulkanu pozostaje gigantyczna kaldera o średnicy kilkudziesięciu kilometrów. Objętość wyrzuconych produktów wulkanicznych (lawy, materiały piroklastyczne) jest olbrzymia, czasem przekraczająca 1000 km^3 . Wybuch superwulkanu powoduje olbrzymie zniszczenia na wielkim obszarze (nawet miliony km^2), które wpływają na okresową zmianę klimatu z powodu wyrzucanych popiołów wulkanicznych i gazów. Wybuchy superwulkanów zdarzają się co kilkadziesiąt tysięcy lat. Ostatnim takim wybuchem był wybuch superwulkanu Taupo w Nowej Zelandii (27 tys. lat temu), a 74 tys. lat temu doszło do wybuchu superwulkanu Toba na Sumatrze. Superwulkan w Parku Narodowym Yellowstone (USA) wybuchł 640 tys. lat temu. Wulkanolodzy sądzą, że może się on uaktywnić w ciągu najbliższych kilkudziesięciu tysięcy lat.

Przebieg i mechanizmy erupcji

Nie ma jednego scenariusza przebiegu erupcji wulkanicznych. Często poprzedzane są one charakterystycznymi objawami, takimi jak:

- lokalne, słabe trzęsienia ziemi wywołane parciem gazów,
- podnoszenie się dna krateru lub zmiana morfologii stożka,
- temperatura skał wulkanu i otoczenia podnosi się, co powoduje podgrzanie, a nawet wysychanie źródeł, topnienie śniegów pokrywających stożek i wzmożenie ekshalacji.

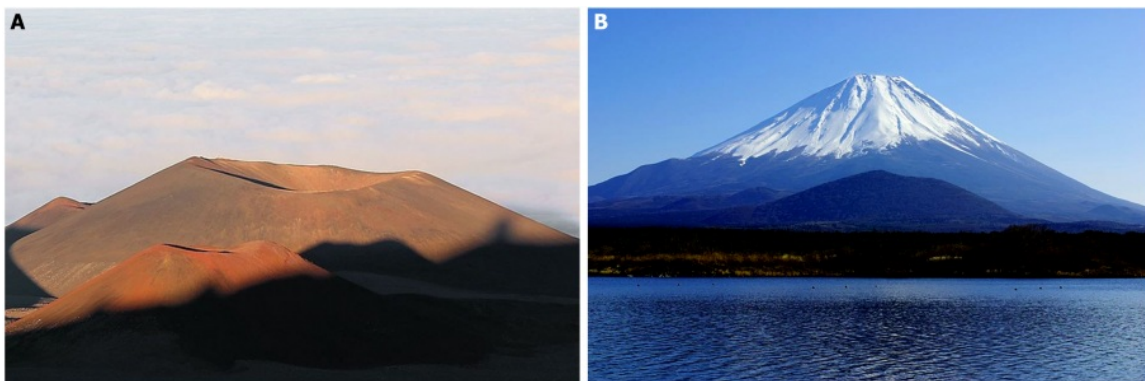
Czasem jednak nie rejestruje się żadnych objawów, a wulkan wybucha raptownie. Częstotliwość erupcji jest bardzo zmienna. Istnieją wulkany aktywne przez tysiące lat (np. Stromboli na morzu Tyrreńskim, Kilauea na Hawajach i wiele innych). Są takie, które uaktywniają się od czasu do czasu (np. Wezuwiusz, Fudżijama, Kilimandżaro) i takie, które zakończyły swoją aktywność miliony lat temu. Z częstotliwością erupcji wiąże się podział wulkanów na: czynne ([Rys. 196](#)), wygasłe ([Rys. 197](#)) i drzemące ([Rys. 198](#)).



Rysunek 196: Wulkany czynne. A: fot. qnuckx, Etna Volcano Paroxysmal Eruption October 26 2013, licencja CC BY 2.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. Raden Saleh, Merapi (Jawa, Indonezja), licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .



Rysunek 197: Wulkany wygasłe na Pogórzu Kaczawskim. A: Ostrzyca, B: Wielisławka.



Rysunek 198: Wulkany drzemiące. A: fot. Bob Linsdell, Mauna Kea Cinder Cones, licencja CC BY 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. NNE, Mount Fuji from Lake Shōji, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

W uproszczony sposób możemy uznać, że ten podział uzależniony jest od bilansu ciepła w komorze magmowej. Gdy dopływ ciepła z głębi ziemi jest większy od straty ciepła w wyniku erupcji, to wulkan jest czynny; jeśli jest mniejszy, to wulkan jest wygasły. Jeśli natomiast dopływ ciepła mniej więcej równoważy się ze stratą ciepła, to jest to tzw. wulkan drzemiący. Przyjmuje się, że wulkany wygasłe nie były aktywne w czasach historycznych, wulkany drzemiące od wielu lat nie wykazują aktywności, a wulkany czynne cały czas przejawiają jakąś formę aktywności.

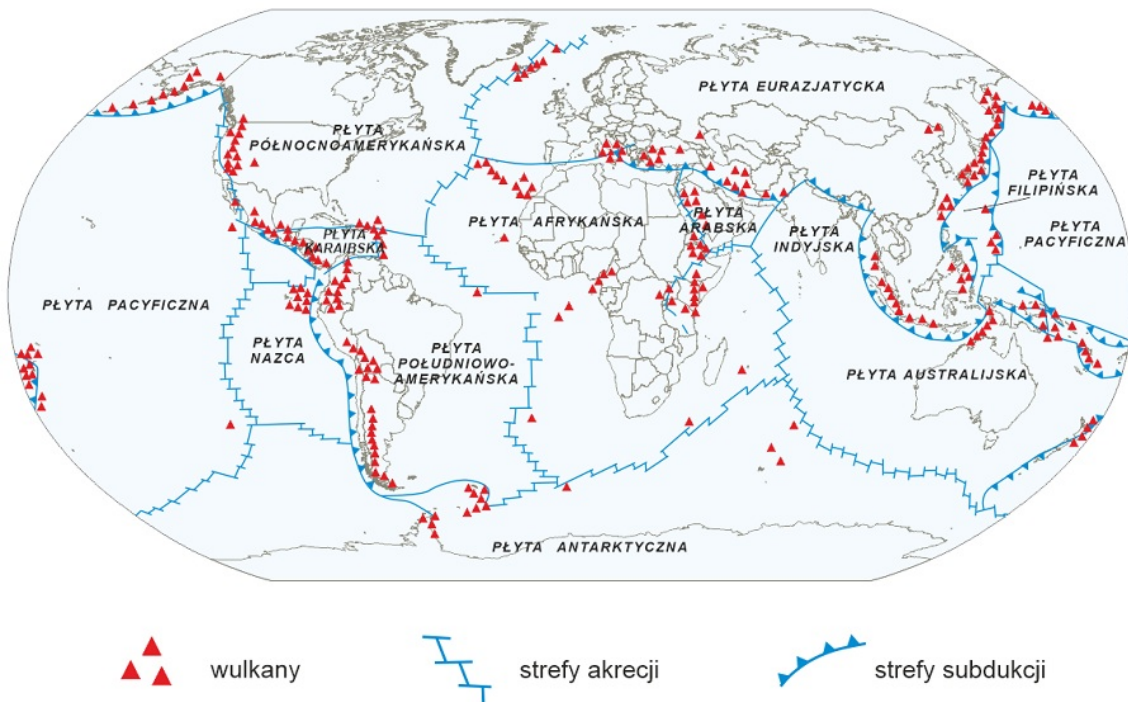
Mechanizm erupcji

Mechanizmu erupcji nie da się opisać jednym scenariuszem, zbyt wiele jest czynników wpływających na jej przebieg. Można jednak wskazać kilka najważniejszych [234], [239], [242], [244], [243]:

- Nie do przecenienia jest rola gazów rozpuszczonych w magmie. Jeśli znajdują one ujście w szczelinach kanału (stożka) na skutek trzęsień ziemi, to między przemieszczającymi się gazami zachodzą reakcje egzotermiczne – magma się ogrzewa i szybko przemieszcza się w górę komina.
- Częstość przypadkami są także siły związane z uskokami, które determinują powstanie wulkanu. Przemieszczanie się fragmentów skorupy ziemskiej wywołuje efekt wyciskania magmy na zasadzie „prasy hydraulicznej”.

Rozmieszczenie wulkanów

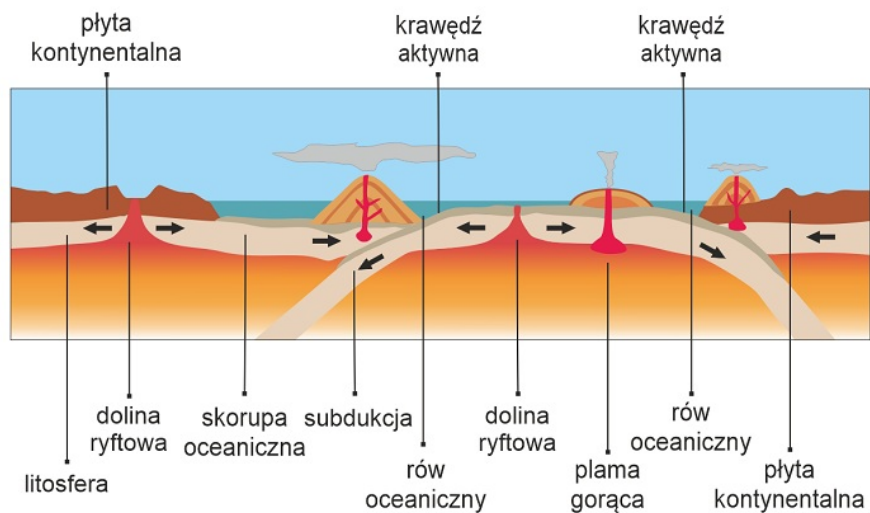
Rozmieszczenie wulkanów wykazuje ścisły związek z wielkimi elementami geotektonicznymi Ziemi (Rys. 199), (Rys. 200), [242], [10].



Rysunek 199: Rozmieszczenie wulkanów na świecie.

Wyróżniamy trzy główne obszary:

- Wulkany związane ze strefami subdukcji. Zdecydowanie najwięcej takich wulkanów położonych jest w pasie dookoła Oceanu Spokojnego, w tzw. pierścieniu ognia. Wulkany te wyrzucają głównie lawy andezytowe lub dacytowe, wyjątkowo bazaltowe.
- Wulkany związane ze strefami akrecji, położone na grzbiecie śródoceanicznym. Wyrzucają one niemal wyłącznie lawy bazaltowe, rzadziej trachitowe.
- Wulkany związane z plamami gorąca wyrzucają lawy bazaltowe (Hawaje, Galapagos).
- Wulkany kontynentalne związane z wielkimi uskokami (m.in. Afryka Wschodnia, Kamerun).



Rysunek 200: Związek wulkanizmu ze strukturami geotektonicznymi Ziemi.

Informacja dodatkowa 19: Wulkany w Polsce

W Polsce aktualnie nie ma czynnych i drzemących wulkanów, ale w przeszłości (paleozoik, kenozoik) wulkanizm był ważnym procesem geologicznym kształtującym morfologię i budowę terenu. Świadczą o tym liczne wygasłe stożki wulkaniczne oraz wystąpienia skał wulkanicznych: bazaltów, melafirów, porfirów, andezytów, diabazów i in. Najwięcej przejawów paleozoicznej aktywności wulkanicznej znajduje się na Dolnym Śląsku (Wielistaw, Czarny Bór, Tłumaczów), mniej w okolicach Krakowa (Regulice, Miękinia, Zalas, Niedźwiedzia Góra). Wulkanizm mioceński (andezytowy) znany jest z Pienin (góry Wżar i Jarmuta). Najlepiej zachował się kenozoiczny wulkanizm Dolnego Śląska (Góry Kaczawskie, okolice Jawora i Lubania Śląskiego, Ostrzyca, Złotoryja, Wilcza Góra, Góra Św. Anny).

Zjawiska powulkaniczne

Po głównej erupcji jeszcze przez długi czas występują różne zjawiska z nią związane. Są to:

- ekshalacje wulkaniczne,
- gejzery,
- gorące źródła,
- wulkany błotne.

Ekshalacje wulkaniczne

W zależności od czasu występowania emanacji gazowych w trakcie lub po głównej erupcji, temperatury i składu gazów wyróżniamy [234], [239]:

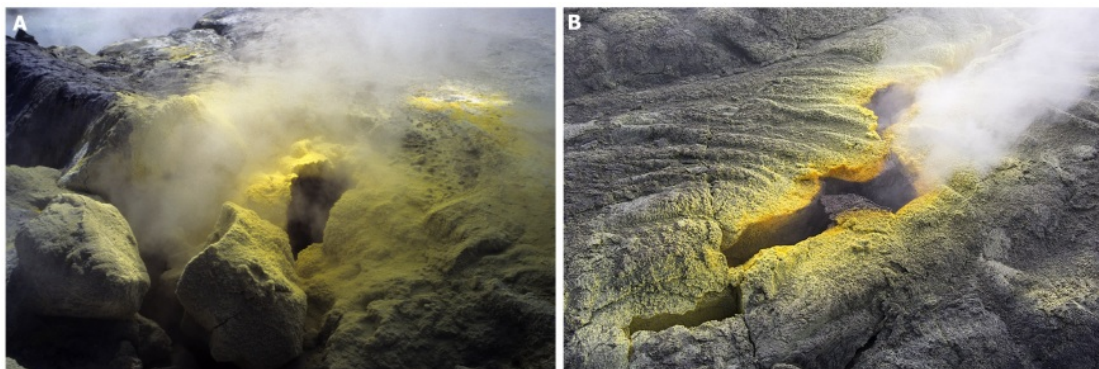
- **fumarole**, czyli gorące (200°C – 800°C) wyziewy pary wodnej, CO_2 , F_2 , Cl_2 , S , H_2 , N_2 i śladowe ilości innych pierwiastków; występują w kraterze i szczelinach czynnych wulkanów (Rys. 201A),
- **solfatary** to chłodniejsze wyziewy (100°C – 200°C), złożone głównie z pary wodnej, H_2S i CO_2 ; są charakterystyczne dla wulkanów drzemących (Rys. 201B),
- **mofety** to suche i chłodne wyziewy, głównie CO_2 , utrzymujące się nawet miliony lat po erupcji (Rys. 201C).



Rysunek 201: Fumarole, solfatary i mofety. A: Fumarole w kraterze wulkanu Vulcano (Włochy), B: Solfatara w Puzoli k. Neapolu (Włochy), C: Mofeta w Jastrzębiku (Muszyna-Złockie). A-B: fot. Andrzej Galaś. Wykorzystano za zgodą autora ; C: fot. – archiwum aut.

W trakcie wybuchu najbliższej wulkanu występują fumarole, nieco dalej solfatary i najdalej mofety. W miarę upływu czasu fumarole zastępowane są przez solfatary, a te z kolei przez mofety. Mofety rejestrowane są nawet miliony lat po erupcji i w dużej odległości od miejsca erupcji.

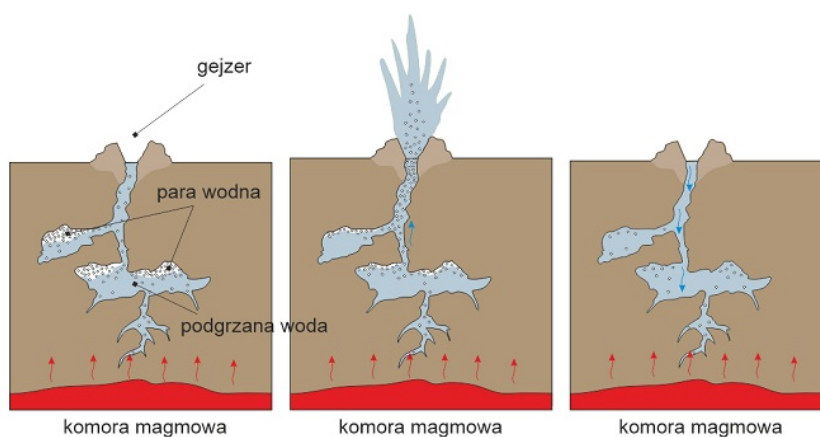
Z ekshalacjami wulkanicznymi związane są niewielkie złoża mineralne, najczęściej siarki (Rys. 202), rzadziej magnetytu i hematytu.



Rysunek 202: Fumarole siarkowe. A: Wulkan Mutnowski (Kamczatka, Rosja). Fot. Marek Łodziński. Wykorzystano za zgodą autora ; B: fot. USGS Sulfur Fumarole, licencja PD, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

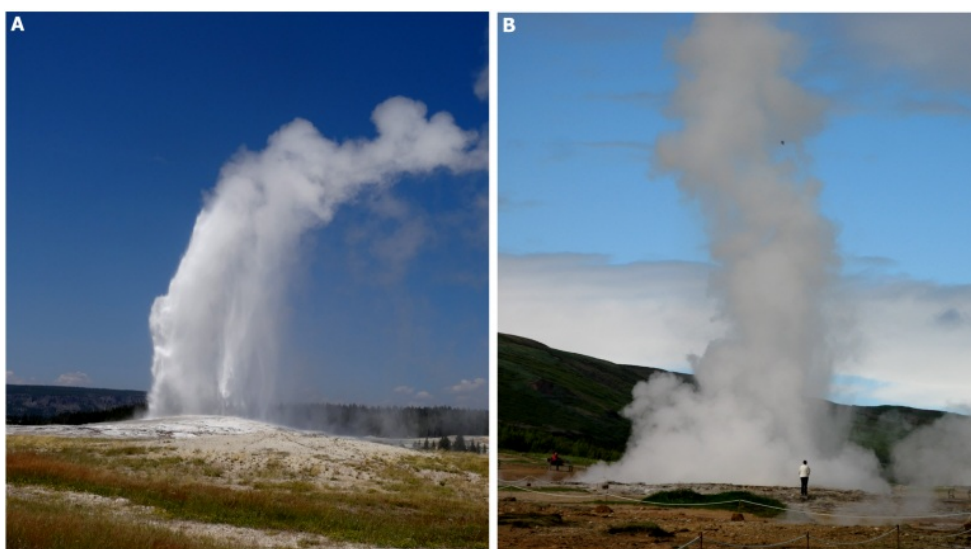
Gejzery

Gejzerami nazywamy gorące źródła, które okresowo wyrzucają gorącą wodę i przegrzaną parę wodną [10], [26], [231]. Wyrzuty odbywają się okresowo w różnych odstępach czasowych – od kilku minut do (nawet) kilkunastu miesięcy.



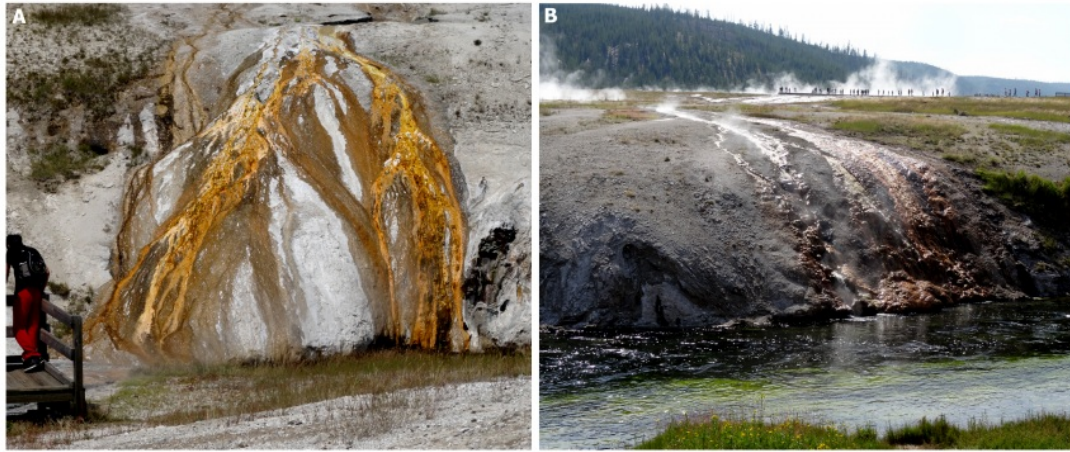
Rysunek 203: Mechanizm wybuchu gejzerów.

Woda wyrzucana z gejzeru zawiera wiele rozpuszczonych substancji, najczęściej krzemionkę i węglan wapnia, które osadzając się wokół kanału gejzera tworzą niekiedy niewielkie stożki o średnicy maksymalnie do kilkunastu metrów i wysokości kilku metrów. Gejzery występują na obszarach młodych gór fałdowych, a mechanizm wybuchu wulkanu jest dość skomplikowany (Rys. 203). Tworzą się nad systemem pustek wewnątrz skorupy ziemskiej zwieńczonych kanałem. Ogrzewana ciepłem z wnętrza Ziemi woda, mimo osiągnięcia 100°C , nie gotuje się, ponieważ przeciwdziała temu ciśnienie nadległego słupa cięższej, chłodniejszej wody (np. przy 10-metrowym słupie chłodnej wody temperatura wrzenia wynosi 180°C). Kiedy w końcu woda osiągnie temperaturę wrzenia, przegrzana para wodna podnosi słup wody i częściowo wyrzuca go na zewnątrz (Rys. 204).



Rysunek 204: Gejzery. A: Old Faithful (Yellowstone National Park, USA). Fot. – archiwum aut. ; B: Stokkur (Islandia). Fot. Ewa Waśkowska. Wykorzystano za zgodą autorki.

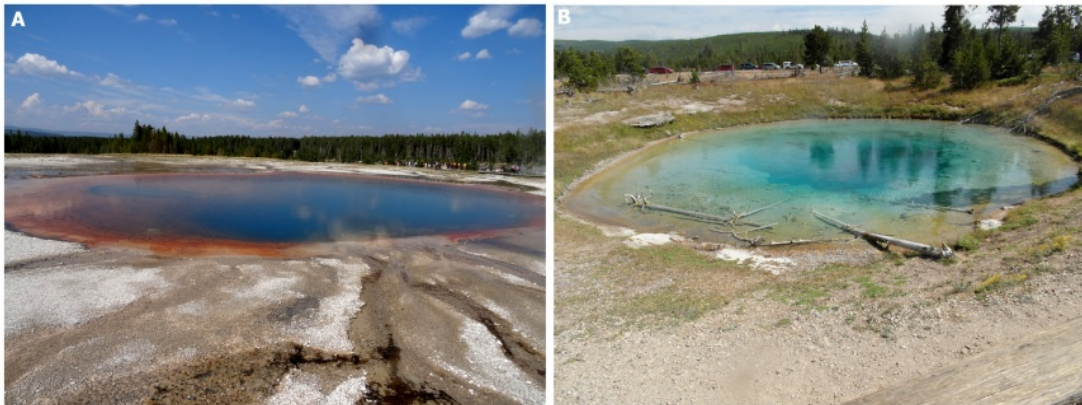
Wówczas ciśnienie gwałtownie spada, woda gotuje się i zostaje wyrzucona na zewnątrz. Po wybuchu część wody o niższej temperaturze opada do kanału i proces zaczyna się od nowa. Substancje mineralne pochodzące z gejzerów tworzą często różnorodne nawarstwienia mineralne (Rys. 205).



Rysunek 205: A, B: Nawarstwienia mineralne z gorących źródeł Yellowstone National Park (USA).

Gorące (termalne) źródła

Powstają w miejscach, w których pod ziemią znajdują się komory magmowe podgrzewające wody podziemne i gruntowe. Mogą tworzyć różnej wielkości zbiorniki gorącej wody (stawy, jeziora) [10], [231]. W wodzie oraz na brzegach gorących zbiorników geotermalnych stwierdzono obecność ciepłolubnych sinic i różnych minerałów, które barwią wodę na żywe, zmieniające się kolory przypominające tęczę (Rys. 206). Możliwe, że kolory wody w głębszych częściach basenów geotermalnych mają swoje źródła w rozszczepianiu światła. W gorących źródłach Nowej Zelandii fantastyczne barwy dają związki siarki, żelaza i manganu.



Rysunek 206: A, B: Gorące źródła w Yellowstone National Park (USA).

Wulkany błotne

Wulkany błotne to pewna odmiana gorących źródeł, w których woda wymieszana jest z iłem i piaskiem [10], [231]. Erupcja jest zróżnicowana – od eksplozywnych, wyrzucających na niewielką wysokość błotną mieszaninę, po spokojnie wylewające się niewielkie porcje (Rys. 207). Podkreślić należy, że nie wszystkie wulkany błotne związane są z terenami powulkanicznymi. W wielu rejonach przyczyną powstania chłodnych wulkanów błotnych są emanacje gazu ziemnego przebijające się przez zawodnione warstwy iłów, piasków, glin (Rumunia, Azerbejdżan, Iran, Pakistan, Wenezuela, Kolumbia, Indie).



Rysunek 207: Wulkany błotne. A: Yellowstone National Park (USA). Fot. – archiwum aut.; B: obszar geotermalny Hverir (Islandia). Fot. Ewa Waśkowska. Wykorzystano za zgodą autorki.

Skały magmowe i piroklastyczne

Struktury skał magmowych

Budowa wewnętrzna skał magmowych, czyli **rozmieszczenie i wykształcenie poszczególnych składników**, są zależne od warunków krzepnięcia, głównie od ciśnienia oraz czasu chłodzenia stopu. Warunki te mogą być interpretowane na podstawie cech strukturalnych i teksturalnych skały.

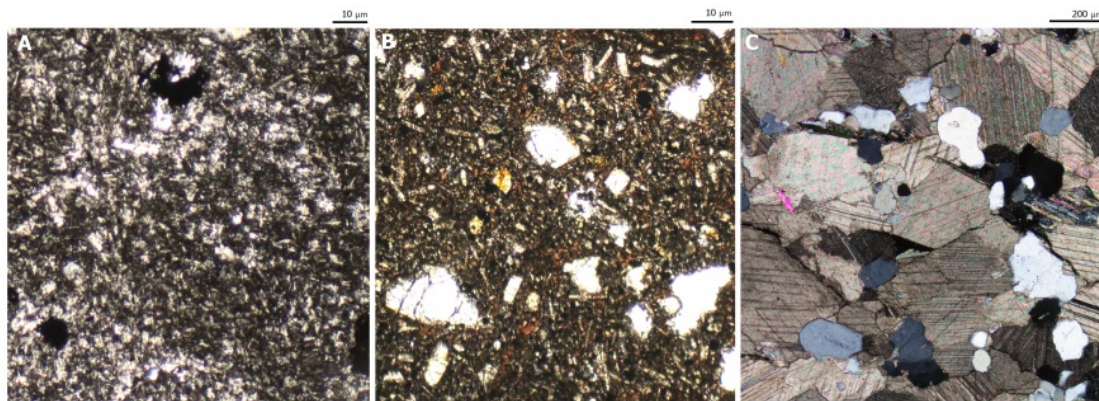
DEFINICJA

Definicja 28: Struktura

charakteryzuje jakość wykształcenia poszczególnych składników, czyli stopień krystaliczności, prawidłowości wykształcenia, wielkość oraz wzajemne relacje pomiędzy składnikami.

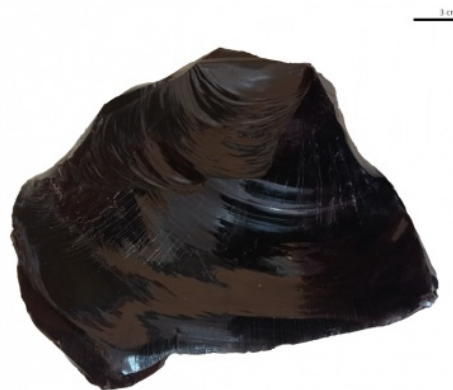
Ze względu na stopień krystaliczności, w skałach magmowych wyróżniane są struktury (Rys. 208):

- **hialinowa** (szklista), gdy skała składa się z niekrystalicznej masy zwanej szkliwem, która jest zgęstniałym stopem,
- **hipokrystaliczna** (częściowokrystaliczna), gdy skała składa się z kryształów i szkliwa,
- **holokrystaliczna** (pełnokrystaliczna), gdy cała skała zbudowana jest z kryształów [232], [42], [43], [44].



Rysunek 208: Obrazy mikroskopowe struktury: A: hialinowej, B: hipokrystalicznej, C: holokrystalicznej. A-C: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Warunki krzepnięcia stopu decydują o stopniu krystaliczności składników skały (zob. [Środowiska powstania skał magmowych](#)). Wzrost ciśnienia, tempa chłodzenia oraz obecność fazy gazowej sprzyjają procesowi krystalizacji. W gwałtownie chłodzonym stopie glinokrzemianowym nie dochodzi do krystalizacji i tworzy się substancja amorficzna (bezpostaciowa), czyli szkliwo (Rys. 209). Struktura hialinowa jest strukturą pierwotną i powstaje podczas szybkiego krzepnięcia stopu w warunkach powierzchniowych Ziemi. Jest ona strukturą niestabilną, z czasem szkliwo może ulec krystalizacji częściowej lub całkowitej, a proces ten nazywany jest **dewitryfikacją**, czyli odszkleniem [44], [246]. Struktury hipokrystaliczna i holokrystaliczna powstają jako struktury pierwotne, w czasie krzepnięcia stopu lub są strukturami wtórnymi, związanymi z dewitryfikacją. Występują wyłącznie w skałach krzepnących na powierzchni Ziemi (zob. [Środowiska powstania skał magmowych](#)).

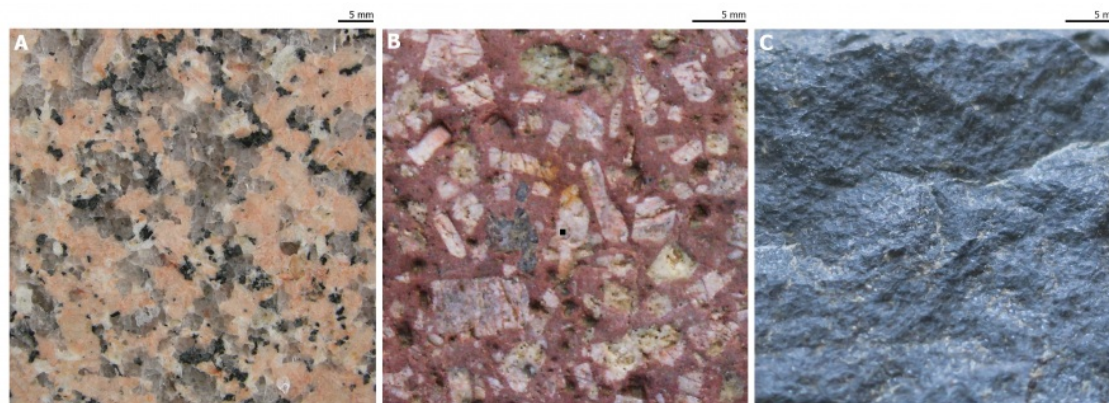


Rysunek 209: Szkliwo wulkaniczne – obsydian.

Wyłączając skały o dostrzegalnych kryształach, badanie stopnia krystaliczności skały wymaga obserwacji mikroskopowych. Rozróżnienie okiem nieuzbrojonym skał o strukturze hialinowej czy hipokrystalicznej jest niemożliwe. Dlatego, dla potrzeb identyfikacji makroskopowej skał używana jest klasyfikacja struktur opierająca się na wielkości składników, przy założeniu, iż bez wykorzystania sprzętu optycznego oko ludzkie rozróżnia swobodnie składniki wielkości $\geq 0,5$ mm.

Pod względem wielkości składników wydziela się 3 rodzaje struktur (Rys. 210):

- **fanokrystaliczną** (jawnokrystaliczną), gdy w skale holokrystalicznej kryształy rozróżnialne są bez użycia przyrządów optycznych,
- **afanitową**, gdy w skale nie są widoczne składniki; jest to struktura jednorodna dla oka, składająca się z masy skalnej zbudowanej ze szkliwa lub/i drobnych kryształów (struktura mikrokryystaliczna), które określane są jako **ciasto skalne**,
- **porfirową**, gdy w afanitowej masie ciasta skalnego rozróżnialne są pojedyncze kryształy, zwane **fenokryształami**, prakryształami lub porfirokryształami; cechą fenokryształów jest automorfizm. W strukturze porfirowej fanokryształy powstają w innych warunkach niż pozostałe składniki skały. Krystalizują jako pierwsze, wcześniej niż ciasto skalne, stąd określenie prakryształ [232], [43], [44].



Rysunek 210: Struktury skał magmowych. A: struktura fanokrystaliczna, B: struktura porfirowa, C: struktura afanitowa.

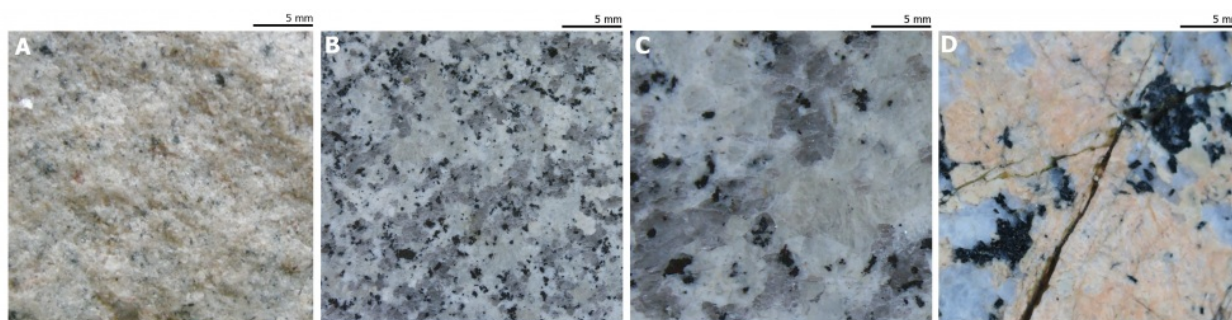
Zmienność wielkości ziarn w obrębie struktur fanokrystalicznych jest podstawą do ich zróżnicowania na:

- **struktury równoziarniste**, gdy ziarna w skale są podobnej wielkości,
- **struktury nierównoziarniste**, gdy ziarna w skale mają różne wielkości [232].

Podział struktur równoziarnistych na podtypy bazuje na wielkości kryształów w skale (Rys. 211), wg schematu (Tabela 12):

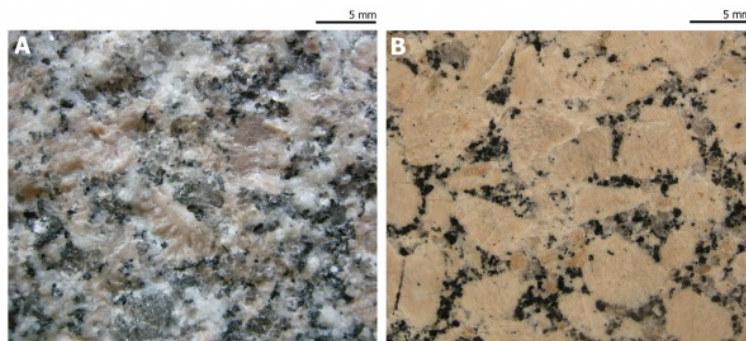
Tabela 12: Struktury równoziarniste.

PODTYP	WIELKOŚĆ SKŁADNIKÓW
bardzo gruboziarnista	>30 mm
gruboziarnista	5-30 mm
średnioziarnista	5-1 mm
drobnoziarnista	<1 mm



Rysunek 211: Struktury równoziarniste. A: struktura drobnoziarnista, B: struktura średnioziarnista, C: struktura gruboziarnista, D: struktura bardzo gruboziarnista.

W strukturach nierównoziarnistych, wyróżniana jest **struktura fanokrystaliczno-porfirowa** (seryjna), gdy w skale występują składniki różnej wielkości, od małych do dużych, oraz **porfirowata**, gdy występują dwie klasy wielkościowe składników, duże kryształy prakryształów otoczone są masą drobnych (Rys. 212), [232].

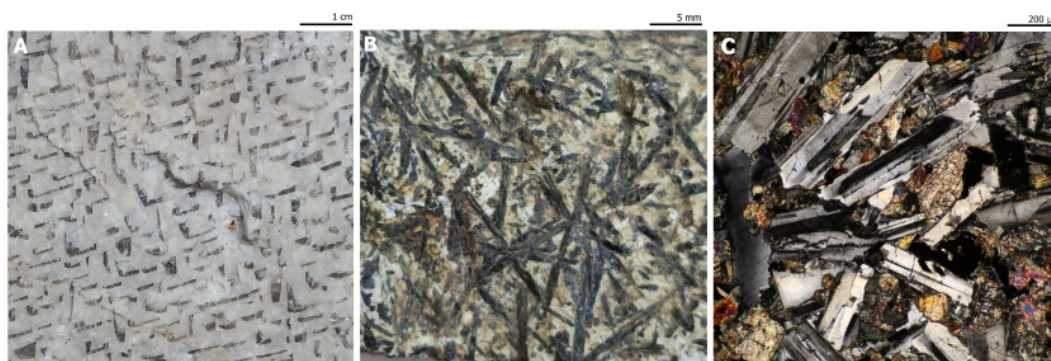


Rysunek 212: Struktury nierównoziarniste. A: struktura seryjna, B: struktura porfirowata.

Wzrost wielkości kryształów skały jest wprost proporcjonalny do czasu krystalizacji składników skały oraz ilości (objętości) fazy gazowej. Istotne zróżnicowanie wielkości składników skały magmowej, w szczególności rozkład bimodalny, jaki jest typowy dla struktur porfirowatej lub porfirowej, wiąże się z występowaniem dwóch faz krzepnięcia stopu. W sprzyjających warunkach powstaje populacja automorficznych prakryształów. Zmiana środowiska w trakcie krzepnięcia, powiązana zwykle z migracją stopu ku powierzchni Ziemi, skutkuje zwiększeniem tempa krzepnięcia. Reszta składników skały, powstaje w mniej korzystnych warunkach, dlatego tworzą ją, od kilku do nawet kilkunastu rzędów wielkości, mniejsze kryształy lub szkliwo wulkaniczne (zob. [Środowiska powstania skał magmowych](#)).

Pewne typy skał posiadają swoiste cechy strukturalne, dlatego obok standardowych podziałów struktur wyróżnia się **struktury specjalne** ([Rys. 213](#)), [43]. Do najczęściej występujących należą [44], [41]:

- **struktura pismowa**, charakterystyczna dla pegmatytów (zob. [Skały skrajnie kwaśne i kwaśne](#)), gdzie kryształy kwarcu tworzą przerosty w kryształach skalenia; kwarc tworzy kryształy szkieletowe, optycznie zorientowane w ten sam sposób, a ich forma obserwowana w przekroju przypomina kliny (nazwa tej struktury nawiązuje do pisma klinowego),
- **struktura ofitowa**, charakterystyczna dla diabazów (zob. [Skały obojętne](#)), gdzie automorficzne kryształy plagioklazów występują w układzie beładnym pomiędzy ksenomorficznymi kryształami piroksenów,
- **struktura poikilitowa**, występująca w skałach ultramaficznych (zob. [Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne](#)), gdzie drobne kryształy jednego minerału beładnie rozmieszczone są w kryształach innych większych minerałów [43].

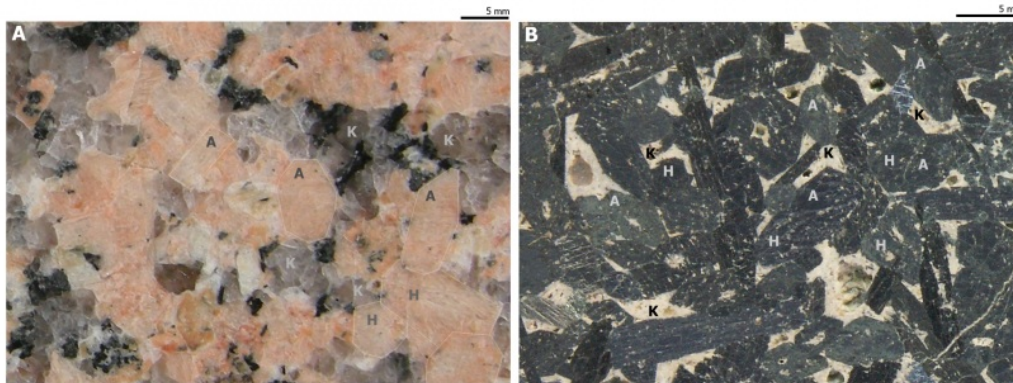


Rysunek 213: Struktury specjalne w skałach magmowych. A: struktura pismowa, B: struktura poikilitowa, C: struktura ofitowa (obraz mikroskopowy). A, C: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora ; B: fot. – archiwum aut.

W skałach holokrystalicznych tylko część składników posiada prawidłowe wykształcenie, czyli są to kryształy, których morfologia jest zgodna z charakterystyczną postacią dla danego minerału. Stopień prawidłowości wykształcenia kryształów, czyli **własnokształtność (automorfizm)** ([Rys. 214](#)) określany jest jako:

- **automorficzny** (własnokształtny), gdy kryształy posiadają wszystkie lub większość prawidłowych ścian,
- **hipautomorficzny** (częściowo własnokształtny), gdy w kryształach tylko część ścian ograniczających jest prawidłowa,
- **ksenomorficzny** (obcokształtny), gdy kryształy nie posiadają prawidłowych ścian, a powierzchnie je ograniczające dostosowane są do innych składników skały [232], [42], [44].

Obserwacja stopnia automorfizmu pozwala na ustalenie kolejności krystalizacji poszczególnych minerałów. Kryształy automorficzne, to kryształy wzrastające swobodnie w środowisku i są to formy najwcześniej krystalizujące. Kryształy ksenomorficzne generowane są w końcowym etapie powstawania skały i krystalizują w przestrzeniach pomiędzy składnikami skały wypełniając wolne przestrzenie, do których się dopasowują.

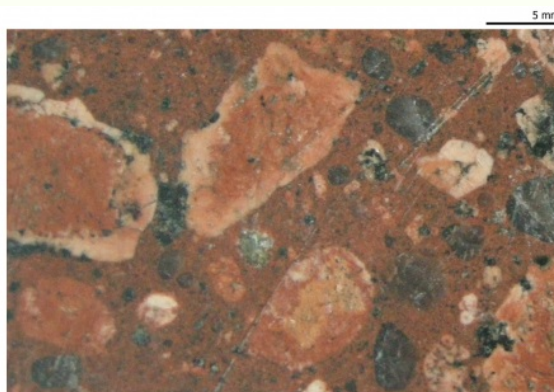


Rysunek 214: Automorfizm kryształów w skale magmowej (A,B). A – kryształy automorficzne, H – kryształy hipautomorficzne, K – kryształy ksenomorficzne.

💡 UWAGA

Uwaga 4: Korozja chemiczna

W skałach magmowych, zwłaszcza w skałach wylewnych, spotykane są fenokryształy, o charakterystycznym obłym zarysie. Są to kryształy pierwotnie automorficzne, których powierzchniowe części zostały przemodelowane w wyniku korozji chemicznej (Rys. 215), (zob. Środowiska powstania skał magmowych). Zatraciły swój pierwotny kształt wskutek reakcji ze stopem magmowym. Wynikiem tej reakcji jest częściowe rozpuszczenie kryształu, które może wykazywać różny stopień zaawansowania.



Rysunek 215: Skorodowane kryształy skalenia w porfirze.

Tekstury skał magmowych

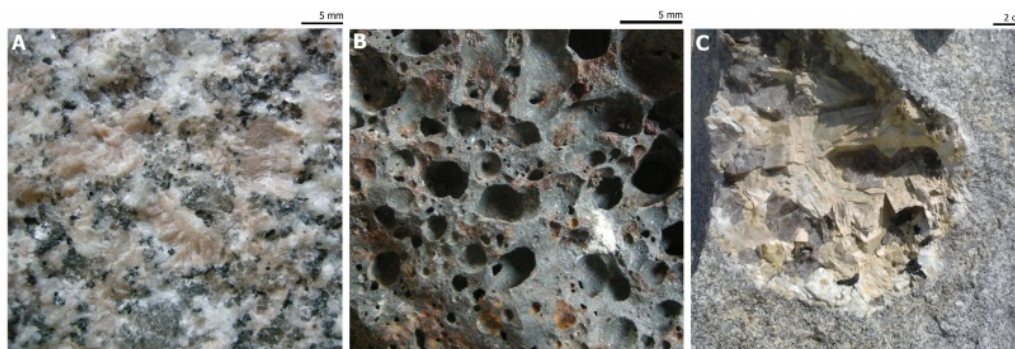
➡ DEFINICJA

Definicja 29: Tekstura

sposób ułożenia oraz przestrzennego rozmieszczenia składników w skale magmowej, określany jako uporządkowanie i stopień wypełnienia.

Ze względu na stopień wypełnienia skały przez składniki (Rys. 216) wyróżniane są:

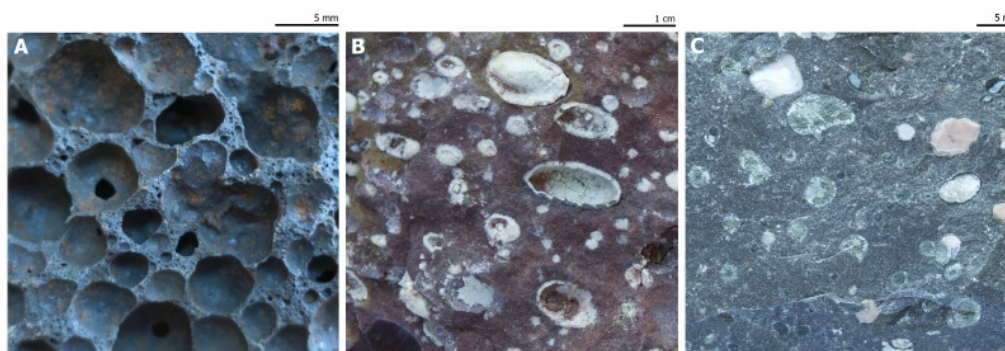
- **tekstura zbita** (masywna), gdy cała objętość skały wypełniona jest składnikami,
- **tekstura porowata**, gdy objętość składników jest mniejsza od całkowitej objętości skały i pomiędzy nimi występują wolne przestrzenie, zwane **porami** [42], [43], [44], [41].



Rysunek 216: Tekstury wypełnienia skały składnikami. A: tekstura zbita, B: tekstura porowata pęcherzykowa, C: tekstura porowata miarolityczna. A-B: fot. – archiwum aut. ; C: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Pory mają zróżnicowaną wielkość i morfologię. Pory w skałach fanerokrystalicznych mają zarysy kanciaste, gdyż ograniczone są prawidłowymi ścianami kryształów hipautomorficznych (Rys. 216C). Takie wykształcenie charakterystyczne jest dla **tekstury miarolitycznej**, a pojedynczy por nosi nazwę **miaroli**.

Pory obłe, w przekroju nawiązujące do okręgu lub owalu, są typowe dla **tekstury pęcherzykowej** (Rys. 216B), (Rys. 217) i występują w skałach afanitowych lub porfirowych. W przypadku wysokiej ilości pęcherzy, gdy wypełniają one większość skały, wyróżniana jest **tekstura gąbczasta** (Rys. 217A). Wskutek wtórnych procesów, pory mogą zostać częściowo lub całkowicie wypełnione substancją mineralną. Wówczas wyróżniana jest odmiana tekstury pęcherzykowej, zwana **teksturą migdałkową** (Rys. 217B, C), [43]. Jej nazwa nawiązuje do kształtu wypełnionych przestrzeni pogazowych, które mają zazwyczaj kształt elipsoidalny, przypominający morfologię nasiona migdałowca. Do wypełnienia porów może dojść w różnym czasie po zakrzepnięciu stopu i proces ten może nie być związany z magmatyzmem [232], [43], [247], [44].



Rysunek 217: Odmiany tekstury pęcherzykowej. A: tekstura gąbczasta, B: częściowo migdałkowa, C: migdałkowa.

Rozkład składników w skale magmowej jest związany z dynamiką stopu. Obecność składników w przyporządkowaniu do przestrzennych układów geometrycznych jest wskaźnikowa dla grupy **tekstur uporządkowanych**. Ich podział opiera się na sposobie orientacji składników. Wyróżniane są **tekstury równoległe** oraz **kuliste** [43], [44]. W teksturze równoległej rozmieszczenie składników następuje względem płaszczyzny (foliacja) lub linii (lineacja). W skałach fanerokrystalicznych taka struktura będzie zaznaczała się w uporządkowaniu kryształów wydłużonych i płaskich, w skałach afanitowych w podobnym układzie będą występowały smugi lub/i rozciągnięte pęcherze pogazowe (Rys. 218). W wielu przypadkach struktura równoległa wynika z płynięcia stopu glino-krzemianowego, dlatego nazywana jest również **fluidalną** [232], [247].



Rysunek 218: Przykłady tekstur równoległych. A: w skale afanitowej, B-C: w skałach fanerokrystalicznych.

Przykład 12: Pumeks

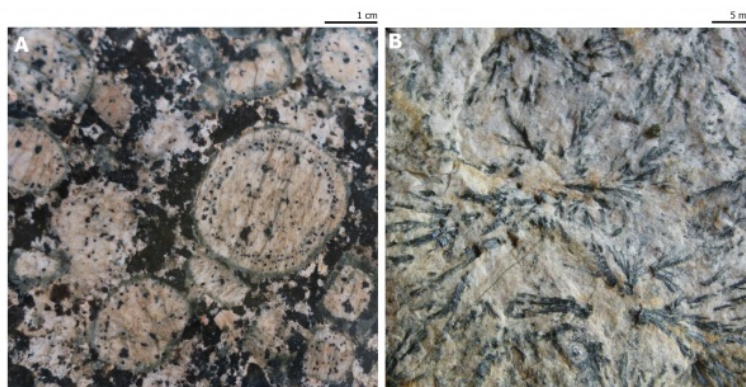
Pumeks posiada zamkniętą przestrzeń porową, która wypełniona jest gazem. Jest bardzo lekki, zwykle lżejszy od wody i unosi się na jej powierzchni ([Rys. 219](#)). Takie zjawisko jest powszechne w przyrodzie. Znanie jest szczególnie z okolic wyspy Tonga, gdzie w wyniku podwodnych erupcji powstaje pumeks. Tworzy on zwartą warstwę na powierzchni wody, która jest wykorzystywana przez koralowce do tworzenia swoich siedlisk.



Rysunek 219: Pumeks unoszący się na powierzchni wody.

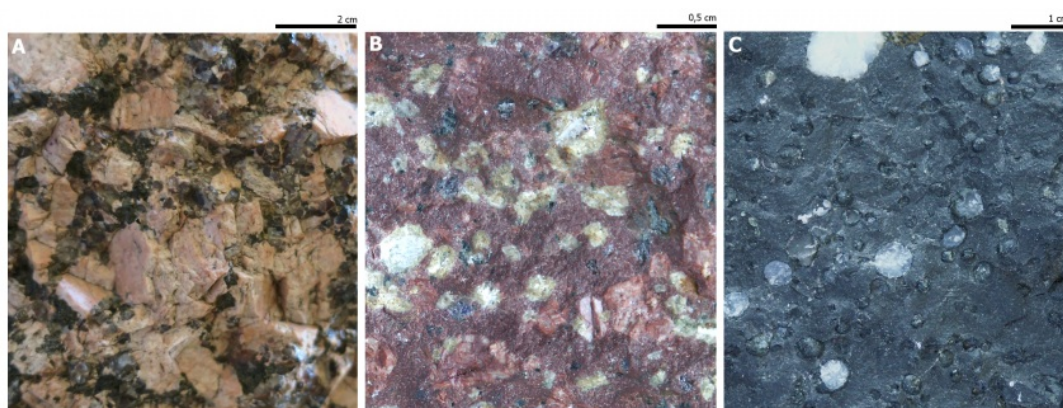
Składniki skały, które zorientowane są względem punktów należą do grupy tekstur kulistych ([Rys. 220](#)). Dzielone są na:

- **tekstury sferolityczne** (promieniste), gdzie zespoły kryształów o pokrojach wydłużonych rozchodzą się we wszystkich kierunkach od wspólnego centrum,
- **orbikularne** (sferoidalne, koncentryczne), gdzie centra otoczone są zespołem współśrodkowych lamin [42], [43].



Rysunek 220: Tekstury kuliste. A: tekstura orbikularna, B: tekstura sferolityczna.

Brak uporządkowania jest wyznacznikiem **tekstury beziładnej** ([Rys. 221](#)).



Rysunek 221: Tekstury beziładne w skałach: A: fanerokrystalicznej, B: porfirowej, C: afanitowej pęcherzykowej.

Informacja dodatkowa 20: Tekstura migdałowcowa

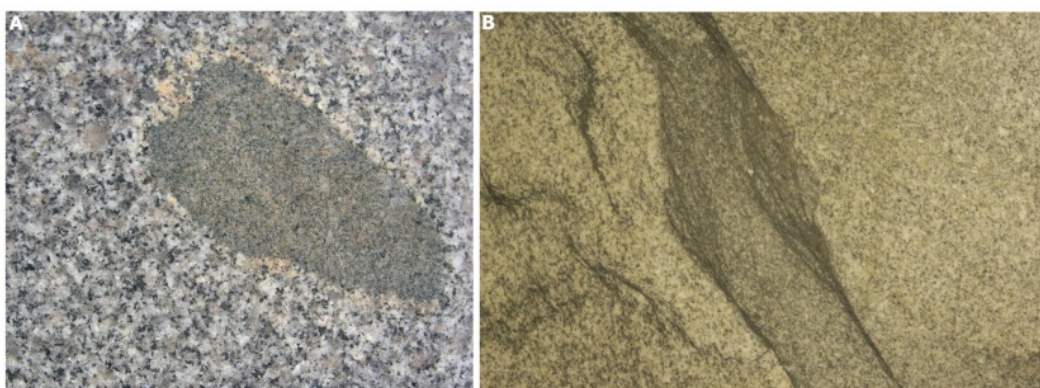
Teksturę migdałowcową charakteryzuje wypełnienie przestrzeni porowej przez wtórne minerały [42], [43], [248]. Najczęściej są to minerały hydrotermalne, które krystalizują w niskich temperaturach (zwykle w zakresie 100 °C-300 °C). Minerałami, które występują w pęcherzach są głównie: węglany (np. kalcyt, aragonit, dolomit), siarczany (np. baryt), minerały z grupy krzemionki (np. kwarc, opal), czy zeolity (np. chabazyt, stilbit). Wypełnienia mogą być całkowite, wtedy mogą tworzyć np. agaty, lub częściowe, wówczas powstają geody lub druzy. Wielkość takich migdałów waha się od kilku milimetrów do kilku metrów. Największe znane druzy, wypełniające przestrzenie porowe, pochodzą z Rio Grande do Sul w Brazylii. Jest to miejsce znane z najpiękniejszych i największych kryształów ametystu (odmiana fioletowa kwarcu). Skały o dobrze wykształconej teksturze migdałowcowej zwane są potocznie migdałowcami.

Informacja dodatkowa 21: Ksenolity

W obrębie skały magmowej mogą występować fragmenty obcych skał. Są to porwaki zwane **ksenolitami** (zob. [Dyferencjacja magmy](#)), [246], które dostały się do stopu glinokrzemianowego ze skał osłony. Wraz z nim zostały przetransportowane w inne miejsce, gdzie uległy zakonserwowaniu w krzepnącym stopie. Ksenolity występują zarówno w skałach głębinowych (porwaki magmowe), jak i wylewnych (porwaki wulkaniczne). W skałach magmowych tworzą różnych rozmiarów enklawy i wyodrębniają się od tła skalnego barwą, strukturą i/lub teksturą. Zarysy ksenolitów są obłe wynikiem nadtopienia ich krawędzi lub obtopienia ich zewnętrznych części (częściowa asymilacja) (Rys. 222A). Wokół porwaków występują otoczki kontaminacyjne, powstałe przez wymieszanie stopu z upłynionym materiałem pochodzenia ksenolitycznego.

Ksenolity wykazują różny stopień przeobrażeń metasomatyczno-termicznych. Warunki wysokotemperaturowe w stopie oraz obecność fluidów powodują zmiany metamorficzne w porwakach. Przy zaawansowanej ich asymilacji dochodzi do uformowania szlir, czyli smug w skałe magmowej (Rys. 222B), jakie powstają po upłynieniu ksenolitów.

Ksenolity w skałach głębinowych pobierane są z otoczenia komór magmowych lub ścieżek migracji stopów. Niektóre z nich pochodzą ze skał górnego płaszczu i reprezentują dunity, będące fragmentami warstwy perydotytowej. Dość często obserwowane są w bazaltach i nazywane są bombami oliwinowymi (zob. [Oliwiny](#)).



Rysunek 222: A: ksenolit diorytydu w granitoidzie, B: szliry.

Minerały skałotwórcze skał magmowych

Skały magmowe powstają w wyniku krystalizacji stopu glinokrzemianowego, który powstał w głębi Ziemi. Warunki krystalizacji oraz skład stopu przekładają się na skład mineralny skały magmowej. Różnice w chemizmie stopu powodują, że kompozycja mineralna skały jest zróżnicowana (zob. [Rodzaje magmy](#)). Określone grupy minerałów krystalizują ze stopów o określonym składzie chemicznym. Istotną rolę pełni ilość krzemionki, która jest składnikiem większości minerałów. Zatem ze stopów zasobnych w krzemionkę będą krystalizowały minerały wysokokrzemianowe, takie jak kwarc, skalenie i miki, a ze stopów

niezasobnych w krzemionkę – minerały niskokrzemianowe np. oliwiny i skaleniwce (zob. [Krystalizacja magmy](#)). Współwystępowanie kwarcu i oliwinu lub kwarcu i skaleniwców w jednej skale magmowej jest teoretycznie niemożliwe, gdyż krystalizują one ze stopów o diametralnie innym chemizmie. Istotna modyfikacja składu stopu magmowego zachodzi na powierzchni Ziemi i wiąże się głównie z utratą części fazy gazowej i wody. Dlatego podczas krystalizacji w warunkach naziemnych powstają głównie minerały bezwodne.

Ze względu na ilościowy udział, minerały skałotwórcze skał magmowych, dzielone są na:

- główne,
- poboczne,
- akcesoryczne.

Grupa głównych minerałów skałotwórczych, czyli takich które dominują w skałach i decydują o ich przynależności systematycznej [43], [44], obejmuje niewielką część minerałów skał magmowych. Główne minerały skałotwórcze skał magmowych to:

- kwarc (zob. [Kwarc](#)),
- skalenie (zob. [Skalenie](#)),
- skaleniwce (zob. [Skaleniwce](#)),
- tyszczki (zob. [Miki](#)),
- amfibole (zob. [Amfibole](#)),
- pirokseny (zob. [Pirokseny](#)),
- oliwiny (zob. [Oliwiny](#)).

Występują w ilości co najmniej kilkunastu procent w skale. Minerały te mają wyrazisty i indywidualny zestaw cech diagnostycznych, przez co są makroskopowo łatwo identyfikowalne.

Obok minerałów głównych występują minerały poboczne i akcesoryczne. **Skałotwórcze minerały poboczne** to minerały występujące powszechnie w skałach, w niewielkiej ilości, wynoszącej 5 – 10%. **Skałotwórcze minerały akcesoryczne**, zwane minerałami dodatkowymi [43], występują w ilości poniżej 5% w skale.

W różnych typach skał magmowych te same minerały mogą być pobocznymi lub akcesorycznymi, a w niektórych odmianach skał ich ilość może być na tyle wysoka, że porównywalna będzie z ilością minerałów głównych. Minerały poboczne i akcesoryczne mają zróżnicowany skład chemiczny, zaliczane są do tlenków, fosforanów i krzemianów. Większość z nich występuje w formie niewidocznych makroskopowo kryształów, które rozsiane są beztadnie w skale magmowej. Obecność niektórych może wpływać na ogólne zabarwienie skały.

Minerały skał magmowych krystalizują bezpośrednio ze stopu glinokrzemianowego, wówczas stanowią **minerały pierwotne** [43]. Mają one zróżnicowaną stabilność środowiskową, te mniej odporne, pod wpływem procesów pomagmowych lub podczas wietrzenia, mogą ulegać przemianom w inne gatunki mineralne, które należą do **minerałów wtórnych** [42], [44].



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 22: Minerały wtórne

Niektóre minerały skałotwórcze skał magmowych w wyniku zmian wtórnych (np. w procesie wietrzenia), przekształcają w inne formy, których nagromadzenie ma wartość ekonomiczną. Skalenie, które dominują np. w sjenitach mogą ulegać przemianie w minerały ilaste (np. illit, kaolinit) i w ten sposób utworzyć złoża wykorzystywane przy produkcji ceramiki.

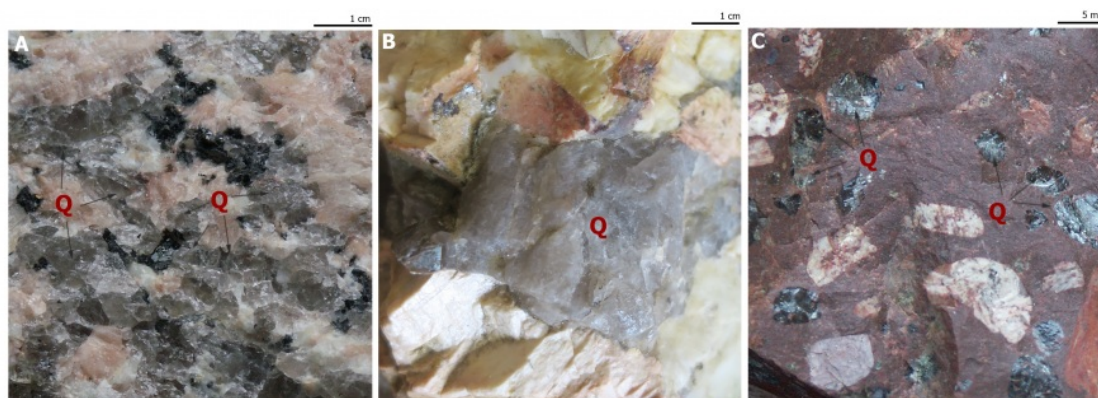
Kwarc

Jednym z powszechnych składników skał magmowych jest kwarc. Wśród minerałów skałotwórczych, jest najzasobniejszy w krzem i krystalizuje tylko z magm bogatych w krzemionkę [249].

W procesach magmowych powstają dwie odmiany polimorficzne kwarcu. **Kwarc α** zwany wysokotemperaturowym (pirogenicznym), krystalizujący w temperaturze powyżej 573 °C. Jest składnikiem pierwotnym skał magmowych. Przy obniżeniu temperatury kwarc α przechodzi w **kwarc β** , tworząc paramorfozy po odmianie α (zob. [Budowa wewnętrzna i postać minerałów](#)), [42], [44], [43], [46]. Kwarc β zwany jest niskotemperaturowym. Jako pierwotny krystalizuje z pomagmowych roztworów hydrotermalnych.

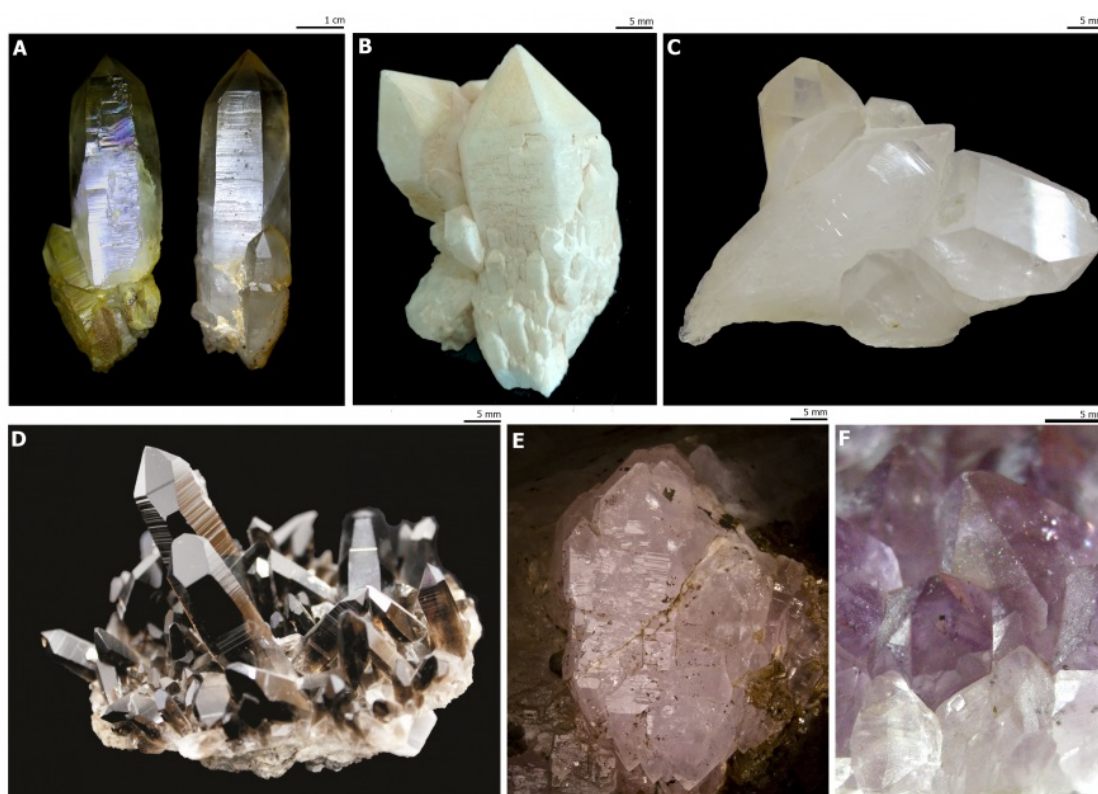
Skład chemiczny	SiO_2
Pokrój kryształu	izometryczny (kwarc α), słupowy (kwarc β)
Układ krystalograficzny	heksagonalny (kwarc α), trygonalny (kwarc β)
Twardość w skali Mohsa	7,0
Przełam	nierówny, muszlowy
Gęstość	$2,65 \text{ g/cm}^3$
Barwa	bezbarwny, zabarwiony na różne kolory
Rysa	biała
Połysk	szklisty na ścianach kryształu, tłusty na powierzchni przełamu
Inne własności	kruchy

Najbardziej popularna odmiana kwarcu jest reprezentowana przez półprzezroczysty i zabarwiony na szaro kwarc dymny ([Rys. 223](#)).



Rysunek 223: Kryształy kwarcu dymnego (Q) w skałach magmowych: A: w granitoidzie, B: w pegmatycie, C: w porfirze kwarcowym.

Krystalizujący w procesach pomagmowych kwarc β występuje w różnych odmianach kolorystycznych ([Rys. 224](#)). Kryształy bezbarwne przezroczyste nazywane są kryształem górskim, zabarwione na białe - kwarcem mlecznym, na żółto - cytrynem, na fioletowo - ametystem, na czerwono - krwawnikiem (lub kwarcem żelaznym), a na czarno - morionem [43], [44], [46].



Rysunek 224: Odmiany kwarcu β . A: cytryn, B: kwarc mleczny, C: kryształ górski, D: morion, E: kwarc różowy, F: ametyst. A, D: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora ; B-C, F: fot. – archiwum aut. ; E: fot. Didier Descouens, QuartzRose.jpg., licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) .

Zespół cech charakterystycznych, które odróżniają kwarc od innych minerałów skałotwórczych w skałach magmowych, obejmuje wysoką twardość, brak łupliwości oraz występowanie połysku tłustego na powierzchniach przetłumu ([Tabela 13](#)).

W skałach magmowych występuje odmiana kwarcu β , która jest paramorfozą po odmianie α . Kwarc krystalizuje jako jeden z ostatnich minerałów głównych ze stopu (zob. [Krystalizacja magmy](#)). W skałach fanerokrystalicznych tworzy kryształy ksenomorficzne, dostosowując się powierzchniami zewnętrznymi do innych składników skały (zob. [Struktury skał magmowych](#)). W skałach porfirowych prakryształy kwarcowe mają pokrój izometryczny, typowy dla kwarcu α ([Rys. 223](#)). Kwarc zwykle tworzy ziarna niewielkie, o średnicach kilku milimetrów. Większe kryształy, wielkości centymetrów, a nawet do kilku metrów, powstają w pegmatytach.

Kwarc jest najpospolitszym minerałem na powierzchni Ziemi. Szacuje się, że stanowi 75% wszystkich minerałów. Oprócz procesów magmowych, kwarc powstaje w procesach metamorficznych, hydrotermalnych oraz przez rekrystalizację minerałów z grupy krzemionki w skałach osadowych. Ze względu na wysoką odporność na czynniki wietrzenia fizycznego i chemicznego, kwarc należy do minerałów stabilnych w środowisku, gdzie wielokrotnie wchodzi w cykle sedymentacyjne [43].

Skalenie

Są to minerały powszechne w skałach magmowych, występujące w wielu odmianach skalnych. Obejmują dużą grupę minerałów o zróżnicowanym składzie chemicznym, które należą do glinokrzemianów sodu, potasu oraz wapnia.

W ich obrębie wyróżniane są dwie grupy minerałów ([Tabela 14](#)):

- **szereg plagioklazów**, grupujący glinokrzemiany sodowo-wapniowe,
- **szereg skaleń alkalicznych**, grupujący glinokrzemiany sodowo-potasowe.

Są to szeregi izomorficzne (zob. [Budowa wewnętrzna i postać minerałów](#)), które zakończone są odmianami czystymi:

- **albitem** $NaAlSi_3O_8$,
- **anortytem** $CaAl_2Si_2O_8$,
- **ortoklazem** $K[AlSi_3O_8]$ [43], [249], [42], [44], [250].

Tabela 14: Cechy chemiczne i fizyczne skaleń.

	PLAGIOKLAZY	SKALENIE ALKALICZNE
Skład chemiczny	glinokrzemiany Na-Ca, glinokrzemiany Na-K	glinokrzemiany Na-K
Pokrój kryształu	grubo-cienkotabliczkowy	grubotabliczkowy
Układ krystalograficzny	trójskośny	trójskośny, jednoskośny
Twardość w skali Mohsa	6,0-6,5	6,0-6,5
Łupliwość	dwukierunkowa dobra i bardzo dobra	dwukierunkowa dobra i bardzo dobra
Gęstość	2,5-2,7 g/cm ³	2,5-2,7 g/cm ³
Barwa	bezbarwne, zabarwione od białego (skalenie Na) do ciemnoszarego (skalenie Ca)	bezbarwne, zabarwione od białego (skalenie Na) do różowego (skalenie K)
Rysa	biała	biała
Połysk	szklisty	szklisty
Inne własności	iryzacja światła	-

Plagioklasy to ważna grupa minerałów skałotwórczych skał magmowych. Reprezentowane są przez różne odmiany mineralne. Za wyjątkiem ortoklazu, skalenie alkaliczne mają podrzędne znaczenie w skałach.

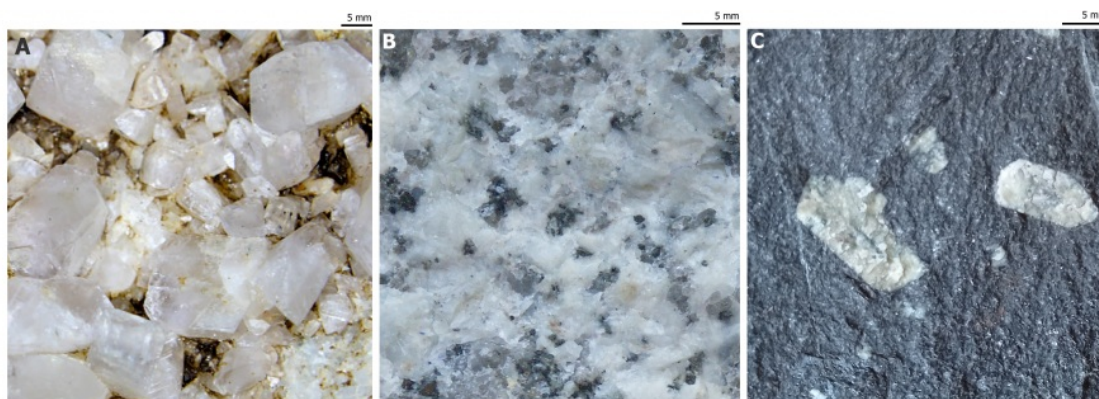
Plagioklasy

Plagioklasy to ciąg mieszany, w którym wydzielenie poszczególnych minerałów definiuje ilościowy stosunek odmian czystych albitowych i anortytowych ([Tabela 15](#)), [42], [46]. W oparciu o skład chemiczny wewnątrz grupy plagioklazów wyróżnia się 6 podstawowych minerałów [43], [249], [44], [250], które podaje [Tabela 15](#):

Tabela 15: Minerale grupy plagioklazów.

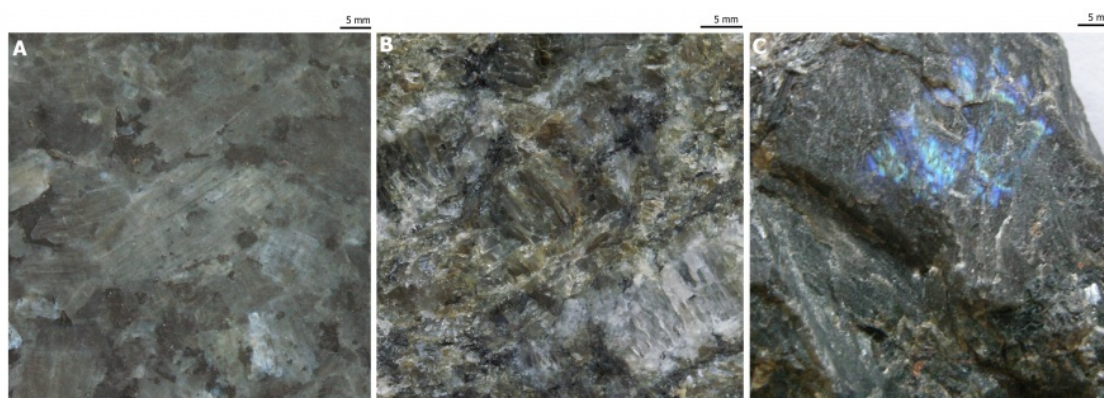
Nazwa minerału	% $NaAlSi_3O_8$	% $CaAl_2Si_2O_8$
ALBIT	100–90	0–10
OLIGOKLAZ	90–70	10–30
ANDEZYN	70–50	30–50
LABRADOR	50–30	50–70
BYTOWNIT	30–10	70–90
ANORTYT	10–0	90–100

Skalenie z dużą ilością albitu są zasobne w krzemionkę, dlatego nazywa się je **kwaśnymi**, a skalenie ze znaczną ilością anortytu posiadają krzemionki istotnie mniej i dlatego nazywane są **zasadowymi**.



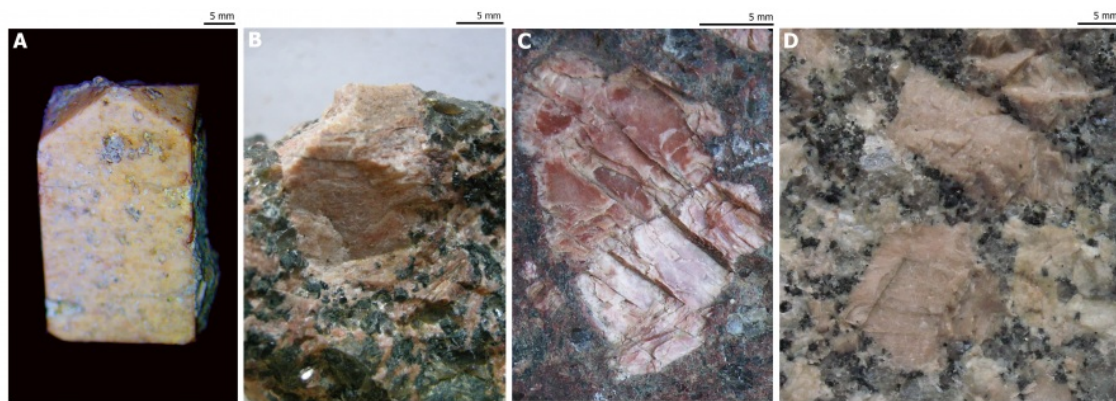
Rysunek 225: Skalenie sodowe w skałach magmowych. A: automorficzne kryształy w miaroli; B: w granodiorycie, C: prakryształy w porfirze. A: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora; B-C: fot. – archiwum aut.

Cechami diagnostycznymi skaleni jest połysk szklisty, który jest połyskiem mocnym, dobra łupliwość w dwóch kierunkach, wysoka twardość oraz jasne zabarwienia (Rys. 225), [43], [46]. W skałach magmowych skalenie dość często występują w kryształach automorficznych lub hipautomorficznych (zob. [Struktury skał magmowych](#)). Skalenie powszechnie tworzą formy zbliżniaczone. Plagioklasy występują głównie w formach bliźniaków wielokrotnych, podczas gdy skalenie potasowe w formach bliźniaków dwukrotnych (zob. [Pokrój minerałów i forma skupień](#)). Inną cechą typową dla skaleni jest tworzenie kryształów o budowie pasowej, gdzie jądro skaleniowe obleczone jest serią koncentrycznych powłok (Rys. 228A), [249], [46]. Zwykle jądro jest ciemniejsze, zbudowane jest ze skaleni wapniowego, a powłoki okalające występują w sekwencji jaśniejszych barw i odpowiadają składem skaleniom z większą zawartością sodu (Rys. 228A). Budowa pasowa jest dobrze widoczna w większych kryształach.



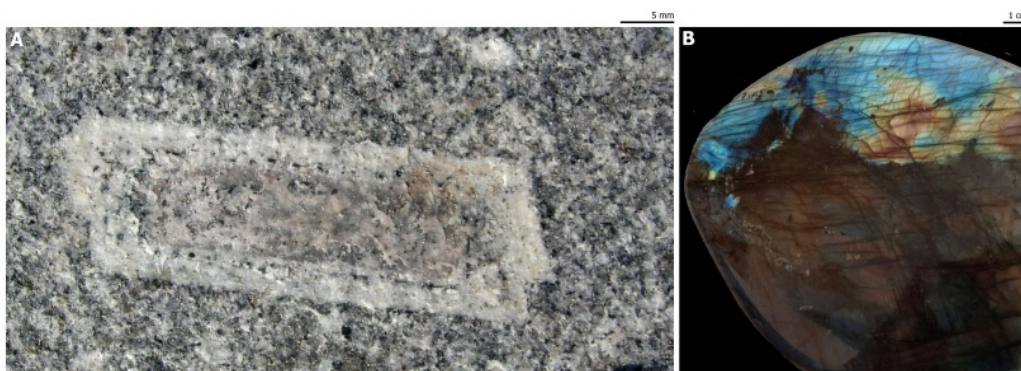
Rysunek 226: Skalenie wapniowe w obojętnych i zasadowych skałach magmowych (A-C).

Cechy fizyczne plagioklazów i skaleni alkalicznych są podobne, zwykle makroskopowo oznacza się je jako grupę. Poszczególne skalenie wykazują różnice w składzie chemicznym, w gęstości i w niektórych właściwościach optycznych. Rozróżnianie makroskopowe poszczególnych skaleni jest trudne i często nie jest możliwe. Biorąc pod uwagę zabarwienia można szacować typy skaleni. I tak, mleczno-białe kryształy są reprezentatywne dla form z dużą ilością cząstki albitowej (Rys. 225), mocno szare dla form z dużą ilością cząstki anortytowej (Rys. 226), a różowe są charakterystyczne dla form bliskich ortoklazowi (Rys. 227).



Rysunek 227: Skalenie potasowe. A: automorficzny kryształ, B-D skalenie alkaliczne w granitoidach. A: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora ; B-D: fot. – archiwum aut.

Ważną i charakterystyczną cechą plagioklazów wapniowych, szczególnie labradoru i bytownitu, jest występowanie iryzacji (zob. [Cechy optyczne minerałów](#)), w tym przypadku określanej jako labradorażacja ([Rys. 228B](#)), [43]. Jest to efekt optyczny, w którym odbijane promienie światła dają efekt gry barw w kolorach niebieskich, szarych, żółtych i zielonkawych.



Rysunek 228: A: budowa pasowa plagioklazu, B: labradorażacja w skaleniach zasadowych.

Skalenie sodowe i potasowe krystalizują z magm bogatych w krzemionkę, z kolei krystalizacja skaleni zasobniejszych w cząstkę anortytową zachodzi z magm, w których tej krzemionki jest mniej (zob. [Krystalizacja magmy](#)). W głębinowych skałach magmowych skalenie tworzą kryształy duże, zwykle wielkości do kilku centymetrów. Największe kryształy, osiągające wielkości metrów, mogą występować w pegmatytach.

Skalenie, jako grupa minerałów, wykazują słabą odporność na działanie czynników niszczących. Pod wpływem wietrzenia chemicznego ulegają przeobrażeniu w minerały ilaste z grupy kaolinitu. Okazy zwiertzałe charakteryzuje słaby połysk oraz obniżona twardość. Szczególnie nietrwałe są skalenie wapniowe. Tempo przeobrażeń skaleni sodowych oraz potasowych jest wolniejsze, dlatego one mogą być spotykane jako ziarna w środowiskach sedymentacyjnych. Skalenie wykazują powinowactwo do przeobrażeń w procesach pomagmowych i przy wzroście temperatury ulegają transformacji w minerały z grupy łuszczyków, przy niższych temperaturach w minerały ilaste [249].

Skalenie tworzą główną masę pegmatytów. Niektóre pegmatyty mogą posiadać kryształy skaleni (najczęściej jest to mikroklin - odmiana polimorficzna skalenia potasowego), których wielkość może przekraczać 1 m. Takie wystąpienia często są eksploatowane na potrzeby przemysłu ceramicznego.

Skaleniowce

Skaleniowce (foidy) to grupa glinokrzemianów zbliżonych składem chemicznym do skaleni, różni je od nich mniejsza zasobność w krzemionkę.

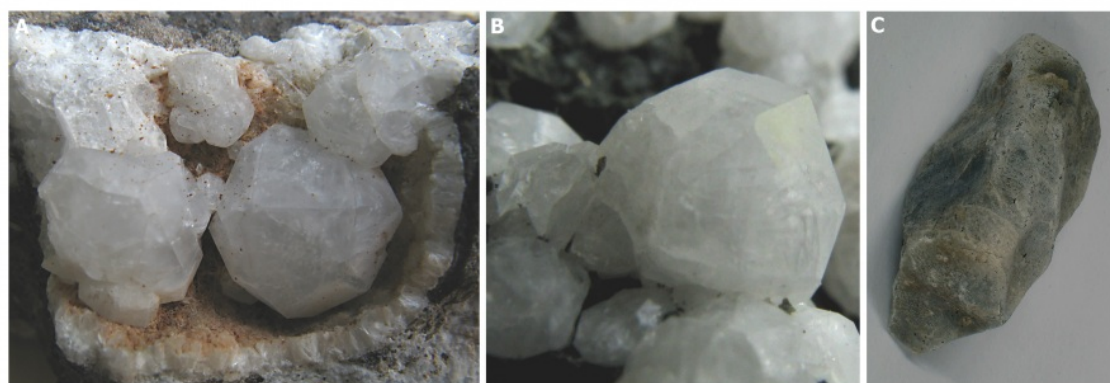
Są to minerały, które krystalizują ze stopów zasadowych. Znaczenie skałotwórcze mają ([Rys. 229](#)):

- leucyt $K[AlSi_2O_6]$,
- analcym $(Na[AlSi_2O_6]xH_2O)$,
- nefelin $(KNa_3(AlSiO_4)_4)$ [43], [42], [250], [46].

Tabela 16: Cechy chemiczne i fizyczne skaleniowców.

Skład chemiczny	glinokrzemiany Na, Ca, K
Pokrój kryształu	słupowy, izometryczny
Układ krystalograficzny	regularny, trygonalny, heksagonalny, jednoskośny
Twardość w skali Mohsa	5,0-6,0
Łupliwość	niewyraźna
Przełam	nierówny, muszłowy
Gęstość	2,1-2,6 g/cm ³
Barwa	bezbarwny, zabarwiony na biało i szaro
Rysa	biała
Połysk	szklisty, tłusty
Inne własności	efekt kociego oka

Znaczenie diagnostyczne dla skaleniwców ma twardość, połysk oraz zabarwienie kryształów (Tabela 16). W skałach występują zwykle jako ziarna ksenomorficzne (zob. Struktury skał magmowych). Identyfikacja makroskopowa skaleniwców może stwarzać trudności. W związku z tym, iż krystalizują tylko z magm niezasobnych w krzemionkę, nie będą współwystępowały z kwarcem. Skaleniwce wykazują słabą odporność na działalność czynników wietrzeniowych oraz stosunkowo łatwo ulegają przeobrażeniom w procesach hydrotermalnych [43].



Rysunek 229: Skaleniwce. A: leucyt, B: analcym, C: nefelin. A-B: fot. Marek Łodziński. Wykorzystano za zgodą autora ; C: fot. Eurico Zimbres, Nepheline from the Precambrian age Canaã alkaline massif, Rio de Janeiro, Brazil, licencja CC BY-SA 2.5, źródło: Wikimedia Commons [43].

Miki

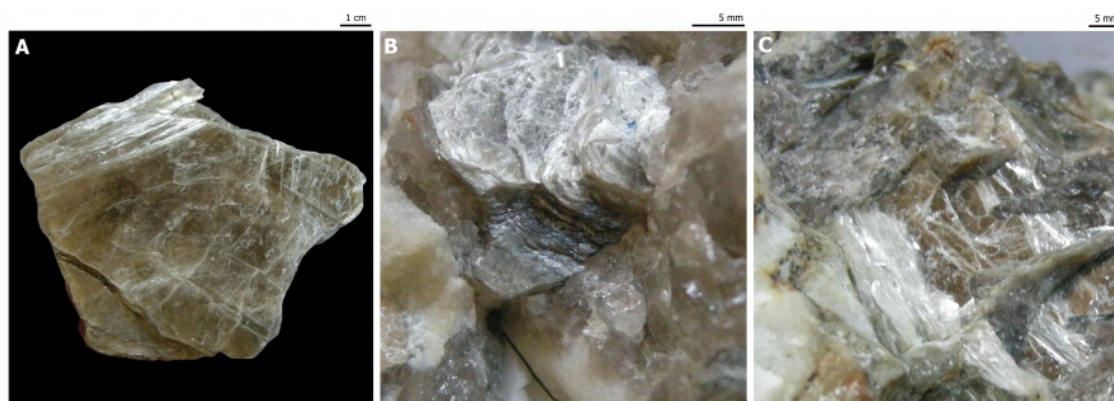
Miki (tyszczyki) to grupa glinokrzemianów o podobnych cechach fizycznych. Ze względu na cechy optyczne zwyczajowo dzielone są na **miki jasne**, przyjmujące zabarwienia srebrzystobiałe, żółtawe, szare, zielonawe lub pozostające bezbarwne oraz na **miki ciemne**, które charakteryzują zabarwienia brunatne, szare i czarne. W skałach magmowych znaczenie skałotwórcze mają dwa tyszczyki. Są to:

- **muskowit** ($KAl_2(OH, F)_2AlSi_3O_{10}$), cechujący się białosrebrzystym zabarwieniem, będący glinokrzemianem potasu i glinu (Rys. 230),
- czarny **biotyt** $K(Mg, Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$, który jest glinokrzemianem potasu, magnezu, żelaza i manganu (Rys. 231), (Tabela 17), [43], [249], [42], [44], [250], [46].

Tabela 17: Cechy chemiczne i fizyczne mik.

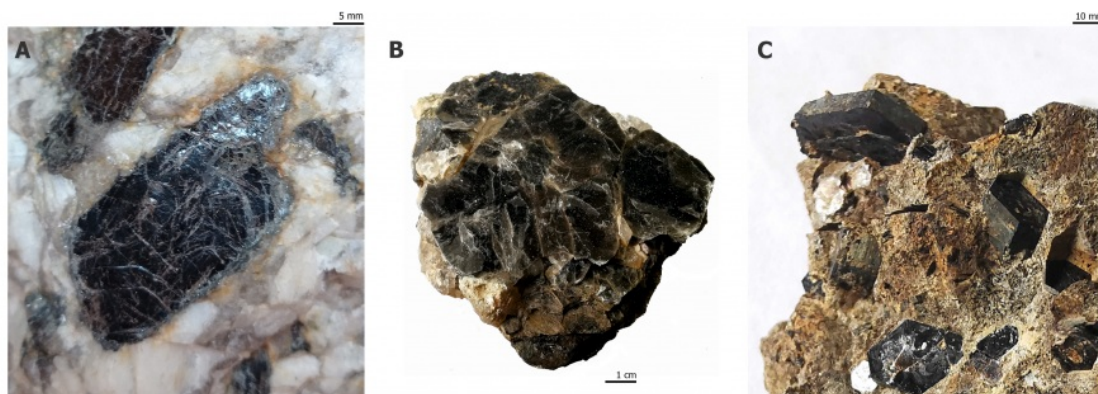
Skład chemiczny	uwodnione glinokrzemiany K, Na, Ca, Al, Mg, Fe, Mn, F i innych pierwiastków
Pokrój kryształu	płytkowy, tabliczkowy
Układ krystalograficzny	jednoskośny
Twardość w skali Mohsa	2,0-3,0
Łupliwość	doskonała w jednym kierunku
Gęstość	2,7-3,4 g/cm ³
Barwa	bezbarny, zabarwiony na wiele kolorów, głównie od biało-srebrzystego, przez szary, zielonawy, różowy do brunatnego i czarnego
Rysa	biała
Połysek	szklisty (mocny), jedwabisty
Inne własności	sprężystość, pleochroizm (biotyt)

Miki należą do charakterystycznych minerałów skałotwórczych skał magmowych. Ich diagnostyka jest oparta o niską twardość (najniższa wśród minerałów głównych), ale również o pokrój płytkowy, mocny połysk oraz jednokierunkową łupliwość (Tabela 17), (zob. [Właściwości fizyczne minerałów](#)). Muskowit i biotyt są łatwo rozróżnialne dzięki różnemu zabarwieniu.



Rysunek 230: Muskowit (A-C).

Biotyt bywa pleochroiczny (zob. [Cechy optyczne minerałów](#)), w mikroskopie optycznym wykazuje zmienności barw od zielonawej do brunatnawej [42], [43], [44], [250], [46].



Rysunek 231: Biotyt (A-C). A: fot. – archiwum aut.; B-C: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Do krystalizacji mik dochodzi w końcowych etapach krzepnięcia stopu (zob. [Krystalizacja magmy](#)). Z reguły tworzą kryształy wielkości milimetrów. Duże kryształy, wielkości centymetrów i większe, powstają w pegmatytach, gdzie krystalizacja z resztkowego stopu zachodzi w warunkach wysokiego uwodnienia i obecności gazów. Znane są biotyty, których powierzchnie osiągały 70 m² oraz muskowity o wadze 85 ton [43].

Łuszczyki to minerały krystalizujące z magm bogatych w krzemionkę. Są powszechnym składnikiem skał głębinowych i żyłowych, rzadko krystalizują z law, gdyż taki stop jest zubożony w wodę. W skałach wylewnych łuszczyki występują jako prakryształy, wykształcone w warunkach subaeralnych [249].

Łuszczyki powstają przez krystalizację ze stopu magmowego oraz w wyniku procesów metamorficznych i pomagmowych. Muskowit przechodzi do środowiska osadowego [43]. Należy do minerałów stabilnych w środowisku z racji znacznej odporności na procesy wietrzenia chemicznego. Niska twardość powoduje, że ulega on istotnemu rozdrobnieniu i w skałach osadowych występuje w formie małych i cienkich łuskowatych ziarn. Biotyt wykazuje słabą odporność na zmiany, zarówno pod wpływem procesów pomagmowych, jak i na wietrzenie chemiczne. Raczej krótko funkcjonuje w środowiskach sedymentacyjnych.

INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 23: Szkło moskiewskie

Przez wiele lat duże kryształy muskowitu, eksploatowane w kopalniach uralskich, były wprawiane do okien i spełniały funkcję szyb [46]. Cienkie kryształy przepuszczały światło i były łatwe w obróbce mechanicznej. Taki typ muskowitu określany był nazwą szkła moskiewskiego (łac. vitrum muscoviticum). Nazwa ta nawiązuje do rejonu moskiewskiego, który był potentatem w produkcji i handlu szkłem muskowitowym.

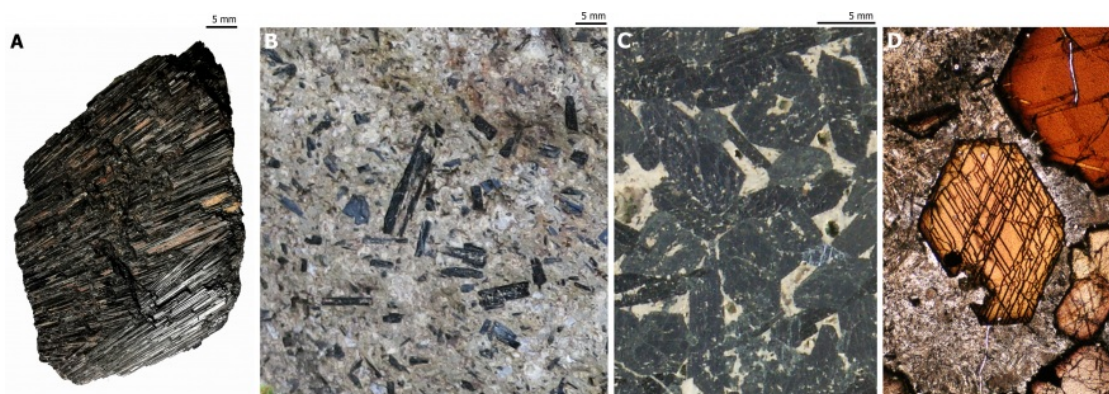
Amfibole

Amfibole to grupa uwodnionych glinokrzemianów, z których znaczenie skałotwórcze w skałach magmowych ma **hornblenda** $NaCa_2(Mg, Fe, Al)_3(SiAl)_8O_{22}(OH)_2$ (Rys. 232), [43], [249], [42], [44].

Tabela 18: Cechy chemiczne i fizyczne amfiboli.

Skład chemiczny	uwodnione krzemiany Ca, Na, P, Mg, Fe, Al, Mn, Ti
Pokrój kryształu	słupowy
Układ krystalograficzny	rombowy, jednoskośny
Twardość w skali Mohsa	5,0-6,0
Łupliwość	doskonała w 2 kierunkach
Gęstość	2,8-3,6 g/cm ³
Barwa	bezbarwne, zwykle zabarwione na różne kolory, głównie od zielonego do czarnego
Rysa	biała, szarozielona
Połysk	szklisty
Inne własności	kruche

Diagnostyczny dla hornblendy jest pokrój, który zwykle jest długosłupowy lub igiełkowy, znaczna twardość oraz cechy optyczne, tj. czarna lub czarno-zielona barwa, szklisty połysk na ścianach kryształu oraz na powierzchniach łupliwości (Tabela 18), (zob. [Właściwości fizyczne minerałów](#)), (zob. [Cechy optyczne minerałów](#)). W grupie minerałów skałotwórczych skał magmowych, hornblenda bywa mylona z piroksenami lub turmalinami. Cechą indywidualną hornblendy jest 6-kątny zarys kryształu w przekroju poprzecznym oraz diagonalny układ powierzchni łupliwości. Jest on zgodny ze ścianami słupa i tworzy dwa systemy przecinające się pod kątem 128°. W odmianach krótkosłupowych jednoznaczne odróżnienie hornblendy od piroksenów może być trudne.



Rysunek 232: Amfibole. A: agregat kryształów amfibolu, B-C: amfibole w andezycie, D: przekrój przez słup amfibolu z wyraźnym system łupliwości diagonalnej w obrazie mikroskopowym. A, D: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora; B-C: fot. – archiwum aut.

Hornblenda należy do uwodnionych glinokrzemianów, których krystalizacja odbywa się pod powierzchnią Ziemi. Występuje w ziarnach ksenomorficznych (np. w skałach szybko krystalizujących) lub w ziarnach automorficznych, charakterystycznych dla skał porfirowych (zob. [Struktury skał magmowych](#)). W związku z tym, hornblenda dzielona jest na hornblendę zwyczajną, występującą w obcokształtnych skupieniach ziarnistych, zwykle o czarno-zielonawym zabarwieniu i hornblendę bazaltową, która występuje w formie prawidłowych długostupowych kryształów automorficznych o zabarwieniu czarno-brązowym [249], [42]. Standardowe kryształy hornblendy osiągają wielkości kilku milimetrów, rzadziej są większe.

Hornblenda jest powszechnym minerałem skał magmowych. Skały powstające przez krystalizację magm ubogich w krzemionkę zawierają zwykle znaczne ilości hornblendy, w przeciwieństwie do skał krzepnięcych ze stopów bogatych w krzemionkę, gdzie jej ilość jest niewielka. Amfibole w dużej różnorodności mineralnej są powszechnym składnikiem skał metamorficznych [43]. Minerale te wykazują odporność na działalność czynników wietrzeniowych i przechodzą do środowisk osadowych. Stanowią składnik akcesoryczny skał klastycznych [249].

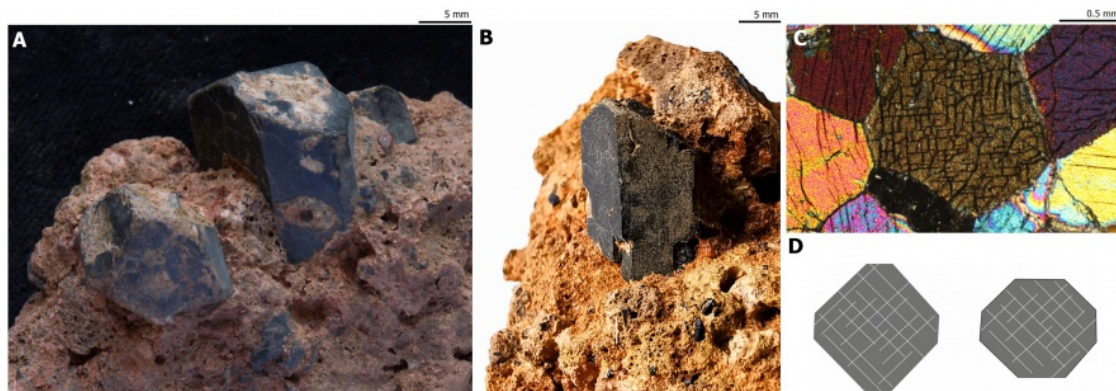
Pirokseny

Pirokseny to grupa minerałów tworząca kryształy mieszane. Znaczenie skałotwórcze w skałach magmowych ma **augit** ([Rys. 233](#)) ($(Ca, Mg, Fe)_2Si_2O_6$) [43], [249], [46].

Tabela 19: Cechy chemiczne i fizyczne piroksenów.

Skład chemiczny	krzemiany Ca, Na, Li, Mg, Fe, Al
Pokrój kryształu	stupowy, tabliczkowy
Układ krystalograficzny	rombowy, jednoskośny
Twardość w skali Mohsa	6,0-7,0
Łupliwość	doskonała w 2 kierunkach
Gęstość	3,0-3,6 g/cm ³
Barwa	bezbarwne, zabarwione na różne kolory, głównie od zielonego do czarnego
Rysa	biała do szarej
Połysk	szklisty
Inne własności	kruchy

Diagnostyka augitu oparta jest o znaczną twardość, pokrój kryształu, który zwykle jest krótkostupowy lub tabliczkowy, czarne lub czarno-zielone zabarwienie i szklisty połysk, zarówno na powierzchni kryształu, jak i na powierzchniach łupliwości ([Tabela 19](#)), (zob. [Właściwości fizyczne minerałów](#), [Cechy optyczne minerałów](#)). Cechą swoistą, która pozwala odróżnić augit od podobnej do niego hornblendy, oprócz pokroju kryształu, jest 8-kątny zarys kryształu w przekroju poprzecznym oraz dwukierunkowa łupliwość zgodna ze ścianami słupa, w której płaszczyznę przecinają się pod kątem 87° ([Rys. 233D](#)), [249], [42], [44], [250].



Rysunek 233: Pirokseny. A, C: kryształy augitu w tufie, C: zdjęcie mikroskopowe piroksenu, D: przekrój poprzeczny przez słup augitu z zaznaczonymi systemami łupliwości. A: fot. – archiwum aut.; B-C: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Augit jest powszechny w skałach głębinowych oraz wylewnych (zob. [Środowiska powstania skał magmowych](#)), może być składnikiem dominującym w skale. Krystalizuje z magm niezasobnych w krzemionkę, obecny jest głównie w skałach obojętnych, zasadowych i ultrazasadowych (zob. [Skały obojętne](#), [Skały zasadowe](#), [ultrazasadowe i ultramaficzne](#)), [43]. W skałach magmowych głębinowych tworzy głównie kryształy auto- i ksenomorficzne, które mają wielkości milimetrów, rozmiary centymetrowe są stosunkowo rzadkie (zob. [Struktury skał magmowych](#)). Automorficzne kryształy augitu występują powszechnie jako kryształoklasty w tufach wulkanicznych ([Rys. 233A,B](#)), (zob. [Skały piroklastyczne](#)).

Oprócz skał magmowych, pirokseny są często spotykanym składnikiem skał metamorficznych [46]. Przechodzą również do środowisk osadowych, w których ze względu na słabą odporność, funkcjonują dość krótko.

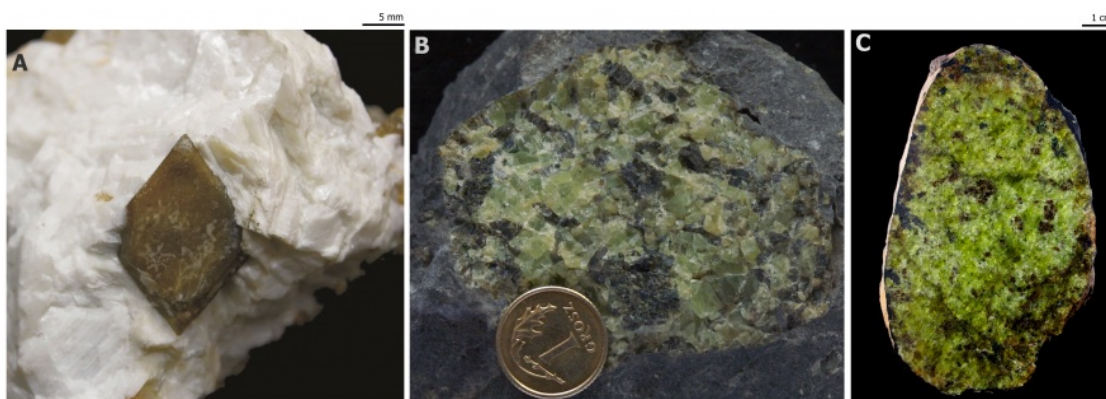
Oliwiny

Oliwiny stanowią istotny składnik skał magmowych z niewielką zawartością krzemionki (zob. [Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne](#)). Tworzą ciąg minerałów izomorficznych (zob. [Budowa wewnętrzna i postać minerałów](#)) o skrajnych odmianach fajalit $Fe_2[SiO_4]$ – forsteryt $Mg_2(SiO_4)$ [43], [249], [42], [44], [250], [46]. W przyrodzie najczęściej wstępują człony oliwinów zawierające 70 – 90% forsterytu.

Tabela 20: Cechy fizyczne i chemiczne oliwinów.

Skład chemiczny	krzemiany Mg, Fe
Pokrój kryształu	grubotabliczkowy, krótkostupowy
Układ krystalograficzny	rombowy
Twardość w skali Mohsa	6,5-7,0
Łupliwość	niewyraźna
Przełam	nierówny, muszlowy
Gęstość	3,3-4,4 g/cm ³
Barwa	bezbarwny, zabarwiony na zielono, rzadziej w odcieniach czarno-brunatnych
Rysa	biała
Połysk	szklisty, tłusty
Inne własności	kruchy

Oliwiny są minerałami o charakterystycznych cechach. Wyróżnia je wysoka twardość, oliwkowo-zielone zabarwienie ([Rys. 234](#)) oraz brak łupliwości ([Tabela 20](#)). W kryształach oliwinów występują liczne spękania, które mogą przypominać systemy łupliwości.



Rysunek 234: Oliwiny: A: kryształ automorficzny, B-C: bomba oliwinowa w bazalcie. A, C: Fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora ; B: Fot. – archiwum aut.

Oliwiny krystalizują w wysokich temperaturach i powstają w warunkach głębinowych (zob. [Krystalizacja magmy](#)). Są podstawowym składnikiem warstwy perydotytowej, będącej najwyższą strefą płaszcza ziemskiego. Stanowią tam składnik istotny, dominujący lub tworzą mono- lub prawie monomineralne odmiany skalne (zob. [Płaszcz Ziemi, Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne](#)). Przeciętne kryształy oliwinów osiągają około 5 mm wielkości. Niewielkie ilości tych minerałów dostają się w warunki powierzchniowe Ziemi. W skałach wylewnych występują jako prakryształy lub tworzą ziarniste skupienia występujące w bazaltach, zwane bombami oliwinowymi ([Rys. 234B, C](#)).

Oliwiny należą do minerałów nietrwałych, ulegają przeobrażeniom już podczas procesów pomagmowych. Są nieodporne na działanie czynników wietrzeniowych, dlatego bardzo rzadko występują w środowiskach osadowych [46]. Spotykane są w niektórych odmianach skał metamorficznych [249], [51], [251].

Minerały poboczne i akcesoryczne

Wśród minerałów pobocznych i akcesorycznych, w skałach magmowych, najczęściej występują **cyrkon**, **apatyt**, **tytanit**, **monacyt**, **ksenotym**, **ilmenit**, **magnetyt**. Są to jednocześnie minerały zaliczane do grupy **minerałów ciężkich**, czyli takich których gęstość jest nie mniejsza niż 2,9 g/cm³ [42].

Tabela 21: Cechy chemiczne i fizyczne cirkonu, tytanitu, magnetytu i ilmenitu.

	CYRKON	TYTANIT	MAGNETYT	ILMENIT
Skład chemiczny	krzemian Zr	krzemian Ca i Ti	tlenek Fe	tlenek Fe, Ti
Pokrój kryształu	izometryczny, słupowy, zwykle krótko-słupowy	słupowy do tabliczkowego	regularny	grubotabliczkowy-krótkosłupowy
Układ krystalograficzny	tetragonalny	jednoskośny	izometryczny	trygonalny
Twardość w skali Mohsa	6,5-7,5	5,0-5,5	5,5-6,5	5,0-5,5
Łupliwość	słabo zaznaczona (110)	wyraźna do niewyraźnej	nie ujawnia	niewyraźna
Przetam	nierówny, muszłowy	nierówny, muszłowy	nierówny, muszłowy	nierówny, muszłowy
Gęstość	4,67-4,71 g/cm ³	3,52-3,54 g/cm ³	5,1-5,2 g/cm ³	4,68-4,76 g/cm ³
Barwa	bezbarwny, zabarwiony na kolory brązowy, czerwony, żółtawy, szary	bezbarwny, zabarwiony na różne kolory	czarna	czarna, ciemnoszara
Rysa	biała	biała	czarna	czarna, brunatna
Połysk	szklisty do diamentowego	szklisty do tłustego	metaliczny	metaliczny
Inne własności	kruchy	przezroczysty, pleochroiczny, często tworzy kryształy zbliżone	kruchy, nieprzezroczysty, magnetyczny	kruchy, magnetyczny, pleochroiczny

Cyrkon

Cyrkon ([Rys. 235A](#)) jest powszechnym minerałem akcesorycznym skał magmowych, jest częstym składnikiem odmian kwaśnych i obojętnych (zob. [Skały skrajnie kwaśne i kwaśne](#)), [51]. Występuje zwykle w formie bardzo małych kryształów (ułamki milimetra), tylko w pegmatytach tworzy kryształy osiągające wielkości centymetrów. Jest również składnikiem skał metamorficznych. Należy do minerałów powszechnych w środowisku osadowym. Jest nieczynny chemicznie w środowisku powierzchniowym Ziemi oraz odporny na niszczenie mechaniczne. To czyni go minerałem o wysokiej stabilności w środowisku, który wielokrotnie wchodzi w cykle sedymentacyjne [249], [43], [46].



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 24: Datowanie cyrkonem

Cyrkon jest najczęściej używanym minerałem do określania wieku skał i procesów geologicznych. Krystalizuje jako jeden z pierwszych minerałów w skałach magmowych oraz zapisuje zmiany wtórne w procesach metamorficznych. Akumuluje pierwiastki podlegające przemianom promieniotwórczym, takie jak uran, ołów i tor. Cyrkony są powszechnie używane jako „zegary geologiczne”, dzięki którym możemy szacować czas geologiczny oraz interpretować niektóre procesy geologiczne. Najstarszym minerałem, jaki znany jest ze struktur skorupy kontynentalnej jest cyrkon. Wiek jego krystalizacji, wynoszący 4,4 mld lat, został wyznaczony metodą U-Pb (zob. [Skorupa kontynentalna](#)), [31]. Podobne właściwości ma monacyt i apatyt.

Tytanit

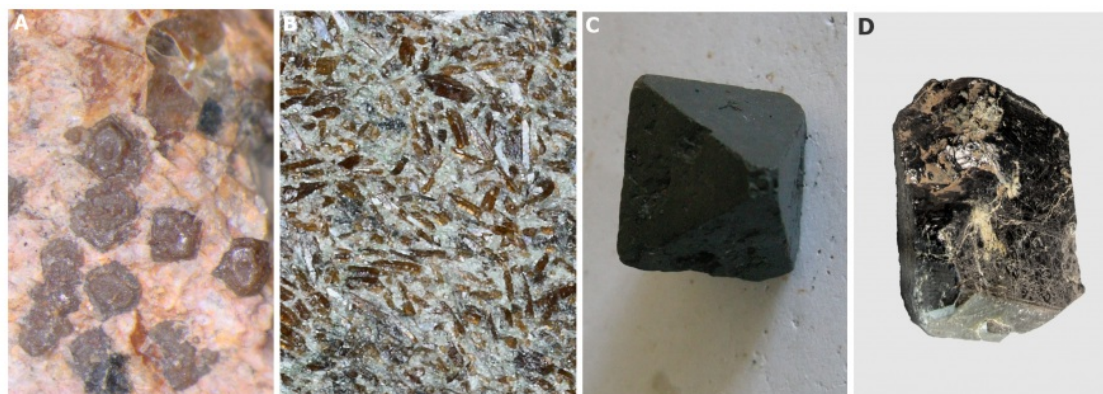
Tytanit ([Rys. 235B](#)) występuje w skałach magmowych bogatych w krzemionkę [42], powszechny jest w skałach kwaśnych oraz obojętnych (zob. [Skały skrajnie kwaśne i kwaśne](#), [Skały obojętne](#)). Zwykle tworzy małe, nierozróżnialne makroskopowo kryształy, większe kryształy w skałach magmowych występują sporadycznie. Jest również popularnym minerałem skał metamorficznych. Z powodzeniem przechodzi do środowiska osadowego, gdzie jest stabilny i wielokrotnie wchodzi w cykle osadowe [249], [43].

Magnetyt

Magnetyt ([Rys. 235C](#)) należy do ferromagnetyków (zob. [Pole magnetyczne Ziemi](#)). Występuje w różnych typach skał

magmowych, szczególnie powszechny jest w odmianach zasadowych i ultrazasadowych. Choć jest minerałem charakterystycznym, makroskopowo jest trudny do identyfikacji. Zwykle występuje w formie bardzo drobnych, nierozróżnialnych okiem nieuzbrojonym kryształów. Osobniki wielkości milimetrów występują rzadziej. Rozproszone drobne kryształy magnetytu nadają skale czarne lub ciemnoszare zabarwienie.

Magnetyt powszechny jest w skałach metamorficznych, gdzie tworzy kryształy różnej wielkości [249], [43], [46].



Rysunek 235: A: cyrkon, B: tytanit, C: magnetyt, D: ilmenit. A: fot. Krzysztof Szopa, B, D: fot. Marek Łodziński. Wykorzystano za zgodą autorów; C: fot. – archiwum aut.

Ilmenit

Ilmenit (Rys. 236D) jest minerałem występującym w różnych odmianach skał magmowych, często współwystępuje z hematytem i magnetytem [51]. Znany jest ze skał metamorficznych. Przechodzi do środowiska osadowego, gdzie wchodzi wielokrotnie w cykl osadowy jako minerał stabilny w środowisku [249], [43].

Tabela 22: Cechy chemiczne i fizyczne apatytu, ksenotymu i monacytu.

	APATYT	KSENOTYM	MONACYT
Skład chemiczny	fosforan Ca	fosforan Y	fosforan Ce, La, Nd
Układ krystalograficzny	heksagonalny	tetragonalny	jednoskośny
Pokrój kryształu	słupowy do tabliczkowego	słupowy do tabliczkowego	słupowy do tabliczkowego
Twardość w skali Mohsa	5,0	4,0-5,0	5,0-5,5
Łupliwość	wyraźna jednokierunkowa	wyraźna	wyraźna do niewyraźnej
Przełam	nierówny, muszlowy	nierówny, muszlowy	nierówny, muszlowy
Gęstość	3,16-3,22 g/cm ³	4,4-5,1 g/cm ³	4,6-5,5 g/cm ³
Barwa	bezbarwny, zabarwiony na różne kolory	bezbarwny, zabarwiony na brązowo, żółto lub szaro	bezbarwny, zabarwiony na różne kolory, głównie w odcieniach czerwonego
Rysa	biała	biała	biała
Połysk	szklisty	szklisty	szklisty do tłustego

Apatyt

Apatyt (Rys. 236A) jest powszechnym minerałem skał magmowych, w których tworzy zwykle małe, beładnie rozsiadane kryształy. Kryształy wielkości centymetrów wstępują głównie w pegmatytach i innych skałach związanych z etapem pneumatolitycznym i hydrotermalnym. Znany jest jako minerał wypełniający geody i druzo. Apatyt występuje również w skałach metamorficznych oraz w skałach osadowych [249], [43], [46].

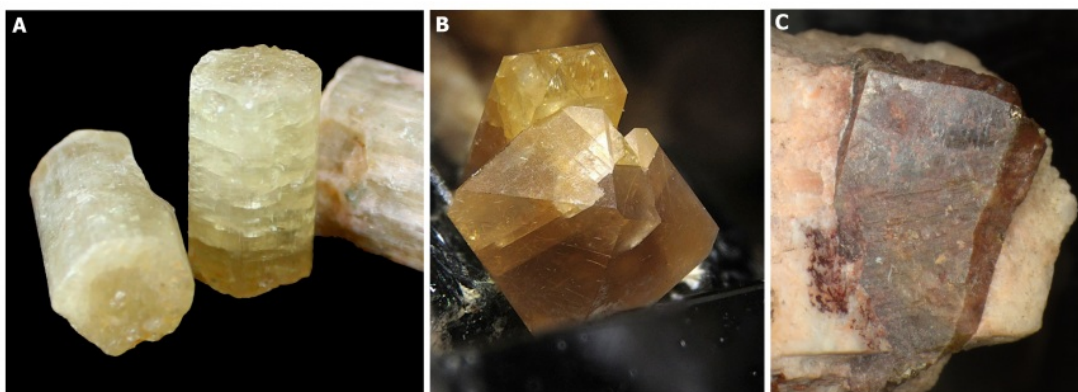
Apatyt jest przykładem biominerału, czyli składnika występującego w elementach szkieletowych zwierząt. Kości i zęby kręgowców zawierają m.in. hydroksylapatyt (apatyt wzbogacony w grupę OH-), który pod względem chemicznym jest taki sam, jak występujący minerał w różnych typach skał.

Monacyt

Monacyt ([Rys. 236C](#)) w skałach magmowych tworzy drobne kryształy. Jest składnikiem głównie skał kwaśnych, występuje też w skałach obojętnych [51]. Powszechny jest w pegmatytach, gdzie tworzy większe, makroskopowo dostrzegalne kryształy. Stanowi minerał wypełniający druzy i geody. W skałach metamorficznych jest rzadszy. Przechodzi do środowiska osadowego, gdzie jest składnikiem stabilnym i wchodzi w skład wielu generacji skał klastycznych [249], [43].

Ksenotym

Ksenotym ([Rys. 236B](#)) powstaje w wyniku procesów magmowych, występuje głównie w skałach kwaśnych wraz z monacytem i cyrkonem. Jest składnikiem niektórych skał metamorficznych oraz osadowych okrzemkowych. Wchodzi w wiele cykli sedymentacyjnych i wykazuje odporność na działanie czynników wietrzeniowych. Zawiera pierwiastki promieniotwórcze [249], [43].



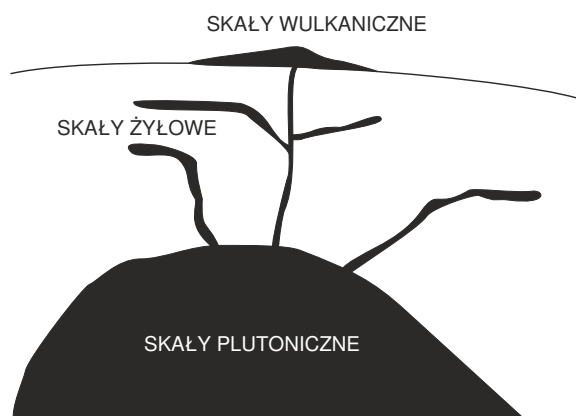
Rysunek 236: A: apatyt, B: ksenotym, C: monacyt. A: Fot. Géry Parent, Apatite-(CaF), calcite 1.jpeg, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: Fot. Christian Rewitzer, Xenotime-(Y)-283009.jpg, licencja CC BY-SA 3.0, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; C: Fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Środowiska powstania skał magmowych

Ze względu na miejsce krzepnięcia ([Rys. 237](#)) wyróżniane są:

- **skały wulkaniczne**, jest to zakrzepnięta lava; zestalenie stopu ma miejsce w warunkach powierzchniowych Ziemi (zob. [Wulkanizm - wprowadzenie](#)),
- **skały głębinowe** (plutoniczne), jest to skrzystalizowana magma w formie dużego ciała (plutonu); krzepnięcie stopu ma miejsce w obrębie skorupy,
- **skały żyłowe**, jest to skrzystalizowana magma w formie niewielkiego ciała skalnego; krzepnięcie stopu ma miejsce w obrębie skał skorupy ziemskiej (zob. [Intruzje magmowe](#)), [43], [44], [246].

W związku z tym, iż powyższe typy skał powstają w różnych warunkach, cechują je różne zespoły cech strukturalnych i teksturalnych oraz morfologia powstałego ciała skalnego.



Rysunek 237: Środowiska krzepnięcia stopu gliko-krzemianowego.

Skały wulkaniczne

Skały wulkaniczne powstają na powierzchni Ziemi ([Rys. 237](#)), [42], na/lub w najbliższym otoczeniu wulkanu. W ich obrębie

wyróżnia się:

- skały **efuzywne**, zwane **wylewnymi**, powstałe przez zakrzepnięcie wypływającego z wulkanu stopu,
- skały **ekstruzywne**, powstałe podczas wysokoenergetycznych erupcji, pod postacią wyrzucanych fontann i strzepów law.

Skały wulkaniczne powstają na lądzie oraz w środowisku wodnym (zob. [Wulkanizm - wprowadzenie](#)), [41]. Skały wulkaniczne lądowe przyjmują formy zakrzepłych potoków ([Rys. 239A](#)) lub pokryw lawowych (zob. [Lawa](#)). Zwykle tworzą zespoły potoków lub pokryw występujących w układzie obocznym lub jedna nad drugą, uformowanych w wyniku następujących po sobie jednostkowych aktów efuzywnych lub ekstruzywnych. W wielu przypadkach są rozdzielone przez pokłady różnej miąższości skał piroklastycznych ([Rys. 238](#)), ([Rys. 240D](#)).



Rysunek 238: Profil wulkanitów. Fot. Ewa Waškowska. Wykorzystano za zgodą autorki.

Skały wylewne powstałe w środowisku wodnym nazywane są lawami poduszkowymi i mają najczęściej formę kopców ([Rys. 239B](#)), (zob. [Lawa](#)). Są to zespoły krótkich i drobnych strug lawowych, które kończą się charakterystyczną bąblowatą rozdeciem tzw. poduszką. Potoki przecinają kopiec lawowy składający się z wcześniejszych generacji potoków, a poduszki formowane są na jego zewnętrznych powierzchniach.



Rysunek 239: Formy występowania skał wulkanicznych. A: potok lawowy, B: lawa poduszkowa. A: fot. Sławomir Bębenek ; B: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autorów.

Tempo chłodzenia lawy na powierzchni Ziemi jest gwałtowne, więc czas krystalizacji jest krótki. Skały wylewne składają się ze szkliwa oraz/lub drobnych kryształów, zatem w tych skałach występują struktury hialinowe, hipokrystaliczne lub mikrokryystaliczne, które w oglądzie makroskopowym określane jako struktury afanitowe [44]. Struktury hipokrystaliczne oraz krystaliczne są pochodzenia pierwotnego lub powstają jako wtórne w procesie dewitryfikacji. Ponad wspomniane, w skałach wulkanicznych występują również struktury porfirowe (zob. [Struktury skał magmowych](#)). Ich obecność wskazuje na zmianę warunków podczas krzepnięcia stopu, która najpierw odbywa się w warunkach głębinowych, gdzie następuje swobodny wzrost prakryształów oraz kolejno w warunkach powierzchniowych, gdzie wykształca się reszta składników skały, w formie drobnych kryształów bądź szkliwa wulkanicznego. Prakryształy skał wylewnych mają zwykle obtopione krawędzie i naroża wskutek wzrostu temperatury stopu, jaka zachodzi podczas erupcji oraz wskutek korozji chemicznej.

W przekroju poduszki, potoku lub pokrywy lawowej, zwłaszcza o dużej miąższości, mogą zaznaczać się różnice w wykształceniu strukturalnym. W strefach centralnych, które powstawały przy wydłużonym czasie krzepnięcia znajdują się zwykle większe ilości składników krystalicznych, w stosunku do stref obwodowych, które krzepły najszybciej ([Rys. 240](#)).

W skałach wulkanicznych występują tekstury masywne oraz pęcherzykowate i migdałowcowe. Struktury pęcherzykowate koncentrują się w górnych częściach potoków/pokryw wulkanicznych oraz obwodowo w poduszce ([Rys. 240C, D, E](#)). Związane są z procesem odgazowywania stopu i zamrożenia migrujących do stref o niższym ciśnieniu pęcherzy gazowych. Strefy pęchlikowate od zewnątrz są obleczone cienką warstwą skały szkliste i zbitej, która zakrzepła wcześniej, w bezpośrednim kontakcie ze środowiskiem zewnętrznym. W skałach wulkanicznych występują tekstury bezładne i kierunkowe. Tekstury kierunkowe wynikają głównie z przemieszczenia się stopu i są powszechne zwłaszcza w skałach efuzywnych. Zaznaczają się równoległym układem

rozciągniętych pęcherzy pogazowych w teksturach pęcherzykowatych lub migdałowcowych, układem smug w afanitowych skałach masywnych lub równoległą orientacją prakrysztatów o wydłużonych lub płaskich pokrojach w skałach porfirowych (zob. [Tekstury skał magmowych](#)).



Rysunek 240: A-B: przekrój przez poduszkę lawową, C: przekrój przez potok lawowy, D-E: strefa przejścia struktury masywnej w pęcherzykową w potoku lawowym. A-B: fot. Krzysztof Szopa; E: fot. Ewa Waśkowska. Wykorzystano za zgodą autorów; C-D: fot. – archiwum aut.

💡 UWAGA

Uwaga 5: Skały piroklastyczne

Jednym z produktów erupcji są skały piroklastyczne, które powstają przez nagromadzenie na powierzchni Ziemi wyrzuconego z krateru materiału ziarnowego (zob. [Materiały piroklastyczne](#)). Ze względu na formę materiału, mechanizm jego depozycji oraz występowanie transportu, skały te włączane są do grupy skał osadowych. Skały piroklastyczne występują w różnej ilości, są nieodłącznym i charakterystycznym elementem środowisk wulkanicznych. Tworzą pokrywy piroklastyczne, które mogą mieć duży zasięg lateralny. Ich występowanie jest typowe dla stratowulkanów, gdzie pokrywy piroklastyczne przełamują skały wylewne ([Rys. 238](#)), ([Rys. 240D](#)). W erupcjach wysokich ciśnień, skały piroklastyczne są podstawowym materiałem, który buduje wulkany mające formę niewysokiego pierścienia okalającego krater.

Skały głębinowe

Krzepnięcie w obrębie skorupy ziemskiej sprzyja krystalizacji stopu glinokrzemianowego, dlatego skały powstałe w tych warunkach cechują struktury holokrystaliczne (zob. [Struktury skał magmowych](#)), [44]. Wielkość kryształów jest zależna od warunków krystalizacji, dlatego skały krzepnące bliżej powierzchni Ziemi lub w peryferycznych częściach dużych komór magmowych, gdzie stop jest najszybciej chłodzony, składają się z kryształów mniejszych. Skały powstałe w optymalnych warunkach zbudowane są z dużych, generalnie podobnej wielkości kryształów. W skałach głębinowych występują struktury równoziarniste, wynikające ze stabilnych warunków w czasie chłodzenia i nierównoziarniste, które wskazują na zmianę tych warunków. Struktury porfirowate są oznaką stopniowo pogarszających się warunków, natomiast struktury fanerokrystaliczno-porfirowe świadczą o dwóch odrębnych etapach krystalizacji, w bardziej lub mniej sprzyjających warunkach [41]. Krzepnięcie w litosferze odbywa się pod ciśnieniem. W większości skały głębinowe są zbite, struktury porowate występują podrzędnie. Przestrzenie porowe związane są głównie ze skałami kwaśnymi, które krystalizują z magm zasobnych w fazę gazową. Pory w skałach głębinowych o strukturach fanerokrystalicznych mają formę miarol. W skałach głębinowych dominują tekstury bezładne. Tekstury kierunkowe są radsze, zaznaczają się równoległym ułożeniem kryształów o pokrojach wydłużonych lub płaskich (zob.

Tekstury skał magmowych). Układ taki powstaje w trakcie przemieszczania się stopu bądź formowany jest pod wpływem ciśnienia.

Skąły żyłowe

Cechy strukturalne i teksturalne skał żyłowych zależą od głębokości, na której dochodzi do krzepnięcia magmy oraz od wielkości krzepnącego ciała ([Rys. 241](#)). W ich obrębie może występować szerokie spektrum cech [44]. Zwykle w skałach żyłowych występują struktury fanerokrystaliczne, drobnoziarniste, fanerokrystaliczno-porfirowe i porfirowate. Powszechne są tekstury kierunkowe fluidalne, jak i tekstury bezładne (zob. [Tekstury skał magmowych](#)). Drobne żyły magmowe lub ciała powstające blisko powierzchni Ziemi mają cechy skał wulkanicznych, cechuje je struktura afanitowa lub porfirowa. Z kolei, skały powstające na głębokościach kilku kilometrów mogą mieć cechy skał głębinowych. Duża różnorodność cech strukturalnych w skałach żyłowych powoduje, że identyfikacja oparta o struktury i tekstury nie jest miarodajna, powinna być uzupełniona o ustalenie geometrii ciała magmowego.



Rysunek 241: Intruzje magmowe. A: żyła granitoidu w amfibolicie, B: żyła bazaltowa w granicie. A-B: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

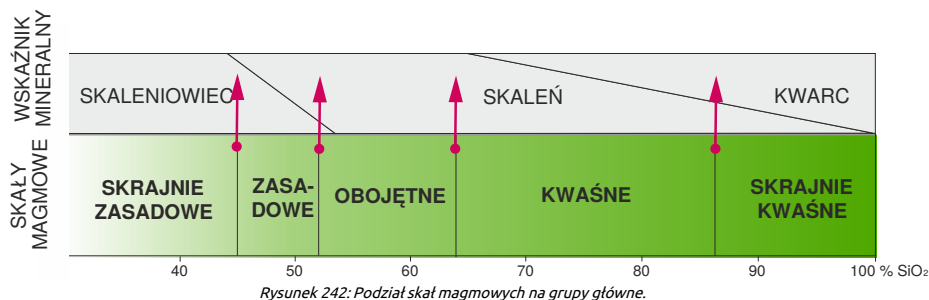
Klasyfikacje skał magmowych

Skały magmowe cechuje wysoka różnorodność. Jest ona pochodną składu chemicznego stopu glinokrzemianowego i różnych warunków krystalizacji. Magmy pierwotne mają niejednolite chemizmy, gdyż tworzą się przez wytapianie różnych skał macierzystych, a ich późniejsza dyferencjacja prowadzi do powstania całej gamy rozmaitych stopów. W wyniku ich krystalizacji powstają skały, które posiadają odmienny skład mineralny, a zróżnicowane warunki krzepnięcia wpływają na wykształcenie przeróżnych cech strukturalno-teksturalnych (zob. [Rodzaje magmy](#), [Dyferencjacja magmy](#)).

Klasyfikacja skał magmowych oparta jest o skład mineralny, który wynika ze składu chemicznego. Podstawą podziału na główne grupy jest zawartość krzemionki w skale [44], której szacunkowa ilość jest określana na podstawie **wskaźników mineralnych**. Do wskaźników tych należą kwarc, skalenie alkaliczne, plagioklasy, skaleniorce, stanowiące sekwencję minerałów o malejącej ilości krzemionki (zob. [Kwarc](#), [Skalenie](#), [Skaleniorce](#)), [41]. Występowanie kwarcu wiąże się z nadmiarem krzemionki w skale, z kolei obecność skaleniorców z jej niedoborem. Z uwagi na jasne zabarwienie wskaźników mineralnych nazywane są one **minerałami jasnymi** (felzytowymi).

Pod względem obecności i wzajemnych proporcji składników mineralnych skały magmowe dzielone są na 5 grup głównych, są to ([Rys. 242](#)), [42], [44]:

- **skały skrajnie kwaśne**, skrajnie przesycone krzemionką, w których minerały jasne stanowi kwarc,
- **skały kwaśne**, przesycone krzemionką, zawierające co najmniej 63% wag. krzemionki, charakteryzuje je współwystępowanie kwarcu i skalenia,
- **skały obojętne**, nasycone krzemionką, zawierające 52 — 62% wag. krzemionki, w których podstawowym minerałem jasnym są skalenie; kwarc lub skaleniorce mogą występować w niewielkich ilościach,
- **skały zasadowe**, niedosycone krzemionką, zawierające 45 — 51% wag. krzemionki, w których podstawowym minerałem jasnym są skaleniorce; skalenie występują w mniejszej ilości,
- **skały skrajnie zasadowe** (ultrazasadowe), skrajnie niedosycone krzemionką, zawierającej do 44% wag. krzemionki, w których minerały jasne reprezentowane są tylko przez skaleniorce.



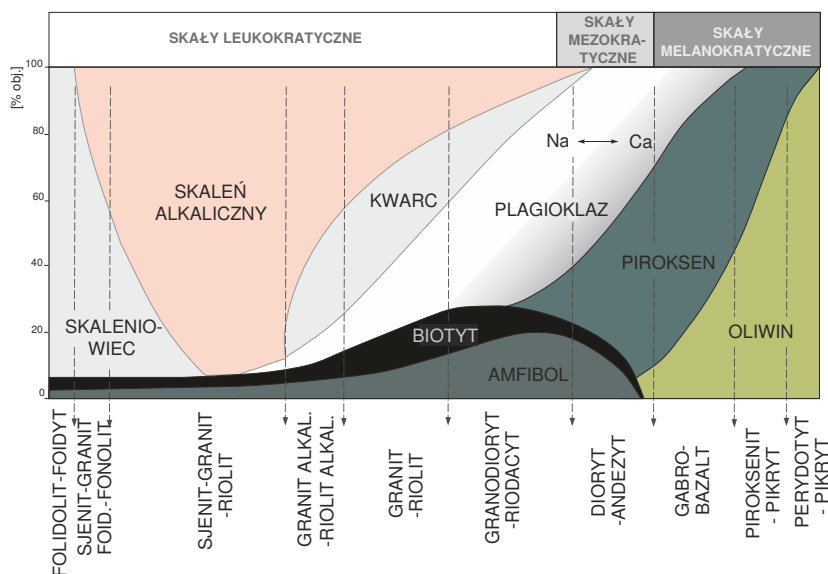
Powyższy podział stosuje się do skał magmowych, w których składniki jasne stanowią przynajmniej 10% skały. Jeśli tych składników jest mniej, wyróżniana jest grupa skał **skrajnie maficznych** (ultramaficznych).

W głównych grupach skał magmowych wydzielane są klasy skalne, odpowiednio dla skał wylewnych, głębinowych i żyłowych (zob. [Środowiska powstania skał magmowych](#)).

Udział i rodzaj wskaźników mineralnych w skałach magmowych może być szacowany przy wykorzystaniu **wskaźnika barwy** (Rys. 243), [232], [247]. Jest to ogólny stosunek minerałów jasnych do minerałów ciemnych (maficznych), czyli sumaryczna ilość kwarcu, skalenia i skaleniowców do sumarycznej ilości amfiboli, piroksenów, oliwinów, łuszczaków. Wskaźnik barwy opiera się na zależności, iż przy sukcesywnie zmniejszającej się ilości krzemionki w skałach, zwiększa się ilość minerałów ciemnych, a spada udział minerałów jasnych. To wydatnie wpływa na generalne zabarwienie skał. Skały dzielone są na 3 grupy (Rys. 243), [42]:

- **skały leukokratyczne** (jasne), zawierające 65 – 90% minerałów jasnych, głównie kwarc i skalenie,
- **skały mezokratyczne** (pośrednie), w których ilość minerałów jasnych i ciemnych jest podobna i wynosi 35 – 65%, w grupie minerałów jasnych występują głównie skalnie i skaleniowców, w grupie minerałów ciemnych występują głównie amfibole i pirokseny,
- **skały melanokratyczne** (maficzne, ciemne), zawierające 65 – 90% minerałów ciemnych, głównie pirokseny i oliwiny.

Wraz ze wzrostem ilości minerałów ciemnych zwiększa się ciężar właściwy skał magmowych. W skałach leukokratycznych wynosi on 2,35 – 2,7 g/cm³, w skałach mezokratycznych od 2,7 – 2,9 g/cm³, a w melanokratycznych 3,0-3,2 g/cm³.



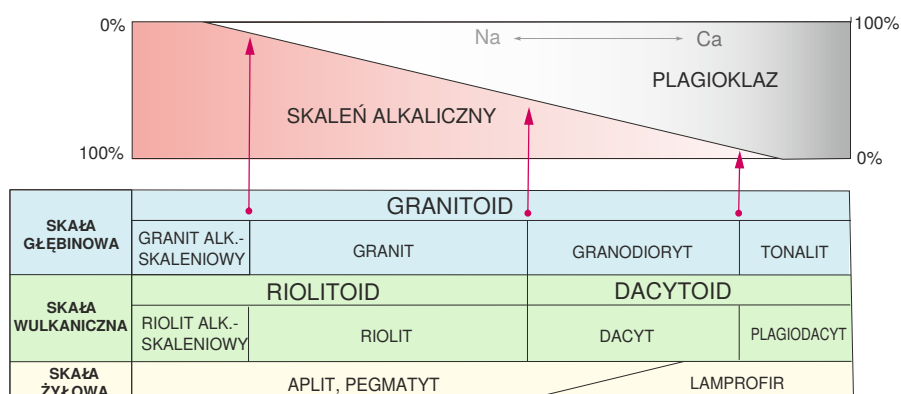
Skały magmowe są ważnym i podstawowym składnikiem litosfery. W skorupie oceanicznej dominują skały zasadowe i obojętne, w skorupie kontynentalnej występują skały zasadowe, obojętne i kwaśne, a skały ultramaficzne są typowym budulcem dolnych części litosfery.

Uwaga 6: Opis skały magmowej

Opis makroskopowy skały magmowej jest znormalizowany. Polega na podaniu sekwencji cech skały, które dają podstawę zakwalifikowania jej do odpowiedniej klasy. Opis obejmuje określenie barwy skały, cech strukturalnych i teksturalnych oraz oszacowanie składu mineralnego. Struktura i tekstura służą ustaleniu środowiska powstania skały. Skład mineralny jest wskaźnikowy dla grupy klasyfikacyjnej. W skałach afanitowych i porfirowych, gdzie obserwacje kryształów są ograniczone, skład mineralny może być szacowany na podstawie barwy ciasta skalnego.

Skały skrajnie kwaśne i kwaśne

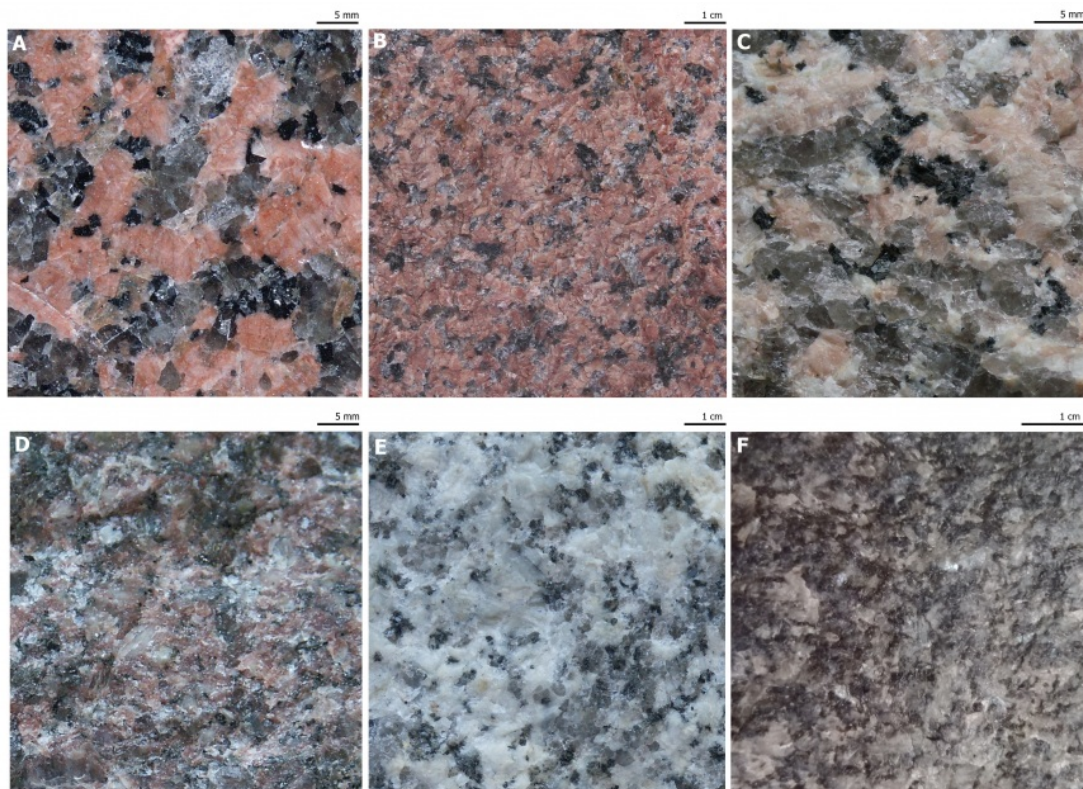
Cechą charakterystyczną **skał kwaśnych** jest obecność w skale kwarcu (zob. [Kwarc](#)) w ilości ponad 20%. Skały głębinowe kwaśne bywają zbiorczo nazywane **granitoidami** ([Rys. 244](#)). Występowanie obok kwarcu skaleni alkalicznych (zob. [Skalenie](#)), zwykle w formie ortoklazu i albitu, jest charakterystyczne dla **granitów alkaliczno-skaleniowych** i ich odpowiedników wylewnych - **riolitów alkalicznych** ([Rys. 244](#)). Skały, w których występują różne grupy skaleni, ale zaznacza się dominacja lub porównywalny udział skaleni alkalicznych i plagioklazów z grupy albit-oligoklaz, są klasyfikowane jako **granity**, a ich wylewne odmiany jako **riolity**. Istotna dominacja plagioklazów (albit-andezyn) nad skaleniami alkalicznymi jest podstawą do wyróżnienia **granodiorytów** w grupie skał głębinowych oraz **dacytów** w grupie skał wylewnych. Występowanie obok kwarcu plagioklazów (oligoklaz-andezyn) jest charakterystyczne dla **tonalitów** oraz **plagiodytów**. W skałach żyłowych granitoidy reprezentowane są przez **pegmatyty** i **aplit** ([Rys. 244](#)). Udział minerałów ciemnych (biotytu, amfiboli, piroksenów) w skałach kwaśnych jest niewielki, w granitach wynosi kilka procent, w granodiorytach i tonalitach wzrasta do 20% [[232](#)], [[43](#)], [[247](#)], [[42](#)], [[44](#)], [[41](#)], [[246](#)].



Rysunek 244: Uproszczona klasyfikacja skał kwaśnych.

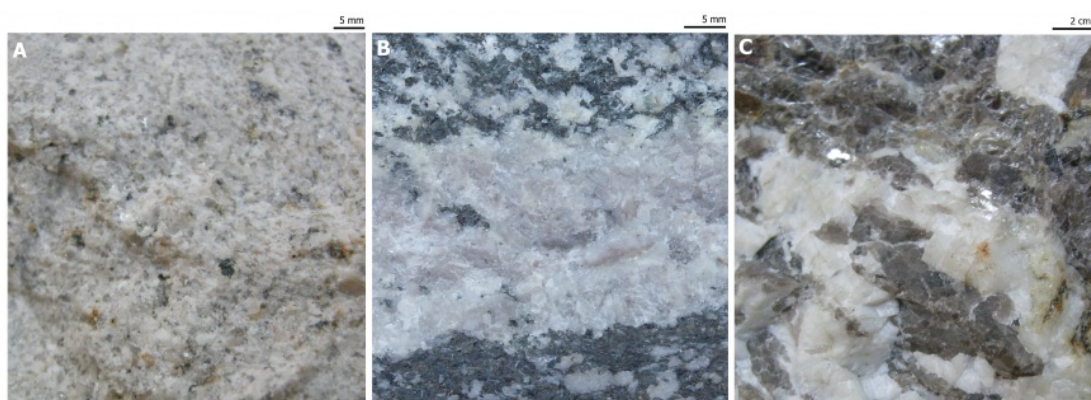
Identyfikacja skał kwaśnych

W wielu ze skał głębinowych kwaśnych występują duże, łatwo identyfikowalne kryształy, co sprzyja ich analizie makroskopowej. Trudności może sprawiać diagnostyka poszczególnych grup skaleni, zwłaszcza w odmianach drobnokrystalicznych. W granitoidach powszechnie występują struktury średnio- i gruboziarniste oraz porfirowate (zob. [Struktury skał magmowych](#)), z reguły są to skały zbite i masywne, podrzędnie występują miarole (zob. [Tekstury skał magmowych](#)). Obecność skaleni alkalicznych, w tym ortoklazu w granitach powoduje, że mają one zabarwienie różowawe. Granodioryty oraz tonality występują w odcieniach szarości ([Tabela 13](#)), [[42](#)].



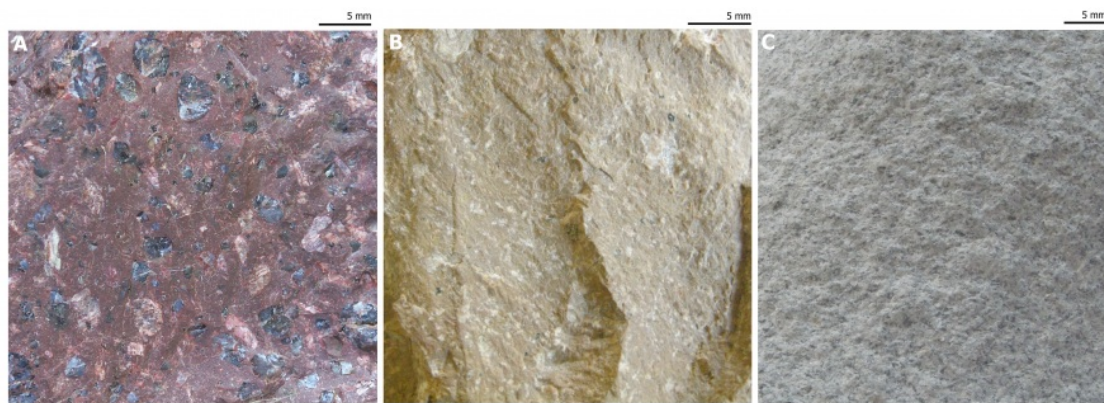
Rysunek 245: Kwaśne skały głębinowe. A-B: granit alkaliczno-skaleniový, C-D: granit, E: granodioryt, F: tonalit.

Aplity to zwykle zbite skały żyłowe, drobnoziarniste do bardzo drobnoziarnistych o jasnym, białym (Rys. 246A) lub różowym odcieniu. Z kolei pegmatyty to skały grubo- lub bardzo gruboziarniste, w ich obrębie występuje tekstura pismowa, która jest właściwa tylko dla tej grupy skał [42]. Pegmatyty formują różne ciała skalne. Powszechnie występują jako wypełnienia pustek-miarol lub mogą tworzyć większe formy masywne i różnej wielkości żyłowe. Pegmatyty należą do skał krystalizujących z tzw. stopów resztkowych, czyli składników magmy pozostałych po wykrystalizowaniu głównej masy plutonów granitowych (zob. Krystalizacja magmy). Skład mineralny pegmatytu jest analogiczny do granitu, z tą różnicą, że kryształy są kilka do kilkuset razy większe (Rys. 246C). Dodatkowo, w pegmatytach występują minerały, które są zasobne w lantanowce, tj. tor, uran, niob. Drobnoziarniste skały żyłowe z podwyższoną ilością minerałów ciemnych określane są jako lamprofiry. Przeważnie mają barwę szarą, ciemnoszarą lub czarną, bywają również czerwone lub zielone [42]. Najczęściej są ciemniejsze od skał, które przecinają. Identyfikacja makroskopowa skał żyłowych kwaśnych, przy braku możliwości określenia formy ciała magmowego i odróżnienie ich od niektórych odmian wylewnych może być problematyczna.



Rysunek 246: Kwaśne skały żyłowe. A-B: aplity, C: pegmatyt. A, C: fot. – archiwum aut.; B: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

W odmianach porfirowych diagnostyka makroskopowa opiera się na analizie prakryształów. W skałach kwaśnych zwykle występują zarówno prakryształy z kwarcem, jak i ze skalenie (Rys. 247A, B), w podrzędnej ilości z biotytem. Dla skał, w których oszacowanie skaleń w prakryształach nie jest możliwe, w nieformalnym nazewnictwie stosuje się ogólne określenie - porfir kwarcowy. W strukturze afanitowej przeprowadza się jedynie szacowanie przynależności klasyfikacyjnej stosując wskaźnik barwy, zgodnie z zasadą, że większość skał leukokratycznych to skały zawierające wśród minerałów jasnych również kwarc. Skały kwaśne afanitowe charakteryzuje ogólne zabarwienie w różnych odcieniach barwy kremowej, szarej i różowej. Podczas gwałtownego krzepnięcia skały kwaśne tworzą odmiany szkliste, przykładem jest obsydian i smołowiec [42].



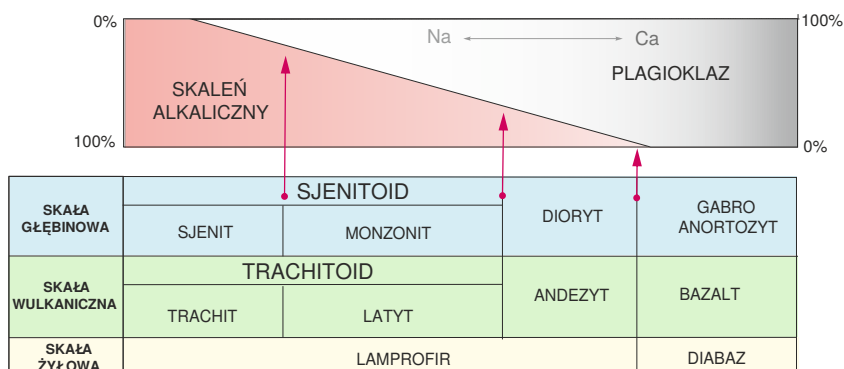
Rysunek 247: Kwaśne skały wylewne. A: porfir kwarcowy, B: riolitoid, C: dacytoid.

Skały skrajnie kwaśne zawierają ponad 60% kwarcu. W skałach głębinowych wyróżniane są granity silnie kwarcowe, gdy kwarcowi towarzyszą skaleni. Makroskopowo podobne są do granitoidów. Skały skrajnie kwaśne są rzadko spotykane.

Skały obojętne

W **skałach obojętnych** głównym składnikiem są skaleni (zob. [Skaleni](#)). Przewaga skaleni alkalicznych wśród minerałów jasnych jest podstawą do wydzielenia w skałach głębinowych grupy sjenitoidów, z klasami **sjenitów** (ze znaczną przewagą skaleni alkalicznych, głównie ortoklazu) i **monzonitów** (z porównywalną ilością skaleni alkalicznych i plagioklazów). Odmianami wulkanicznymi są **trachity** i **latyty**, łączone w grupę trachitoidów ([Rys. 248](#)). Dominacja plagioklazów nad skaleniami alkalicznymi jest podstawą do wydzielenia **diorytów** w skałach głębinowych oraz **andezytów** w skałach wylewnych, a występowanie tylko plagioklazów zasadowych jest typowe dla **gabry** i **anortozytów**, których odpowiednikiem wylewnym są **bazalty**. W skałach żyłowych wyróżniane są **doleryty** i **diabazy** ([Rys. 248](#)), [232], [43], [247], [44], [41], [246].

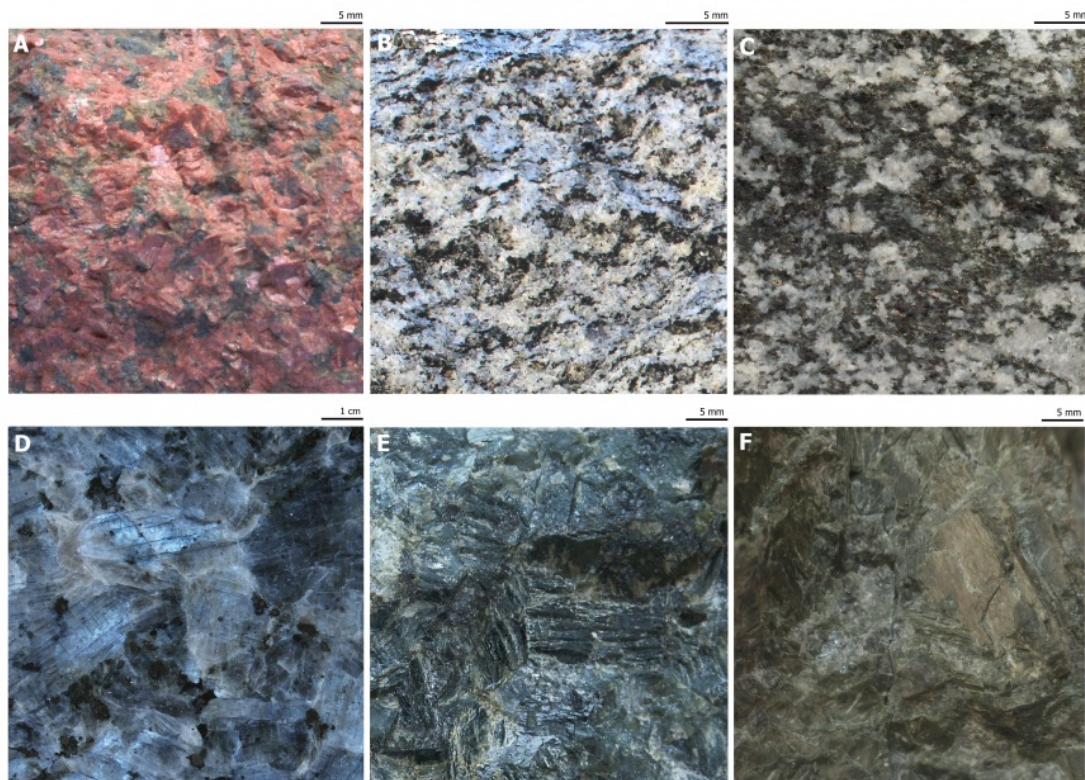
Skały obojętne z dużą ilością skaleni alkalicznych mogą zawierać do kilkunastu procent kwarcu, z kolei skały z dominacją plagioklazów wapniowych mogą zawierać do kilku procent skaleniowców.



Rysunek 248: Uproszczona klasyfikacja skał obojętnych.

Identyfikacja skał obojętnych

Sjenitoidy należą do skał leukokratycznych i składają się z minerałów jasnych. Ilość minerałów ciemnych tj. biotyt, hornblenda jest marginalna. W klasie diorytu ilość minerałów ciemnych wzrasta i wynosi 20% lub więcej, z kolei w gabrach przekracza 50%. Minerale ciemne gabry to głównie pirokseny, w mniejszej ilości mogą występować amfibole lub oliwiny. Anortozyty zawierają niewiele minerałów ciemnych, składają się głównie z plagioklazów zasadowych.



Rysunek 249: Obojętne skały głębinowe. A: sienit, B: monzonit, C: dioryt, D-F: gabro. A, C-F: fot. – archiwum aut.; B: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Ze względu na znaczne ilości ortoklazu sienity zwykle mają zabarwienia czerwone i różowe, a monzonity, zawierające wysoką zawartość plagioklazów z grupy oligoklaz-andezyn, są szare (Rys. 249A, B). Sjenitoidy są grubo-, średnioziarniste lub porfirowate, zwykle zbite i bezładne (zob. [Struktury skał magmowych](#), [Tekstury skał magmowych](#)). Diorytoidy mają struktury średnioziarniste, są bezładne lub mają teksturę równoległą, podkreśloną rozkładem minerałów o pokrojach wydłużonych (Rys. 249C). Występują w odcieniach szarych lub są biało-czarne. Powszechnie występujące plagioklasy z grupy oligoklaz-andezyn w diorytoidach są zwykle zielonkawe [42]. Gabra i anortozyty to skały głównie grubokrystaliczne. Gabra to skały ciemne, występują w kolorystyce od zielonoszarych przez ciemnoszare do czarnych (Rys. 249D, E, F). Barwa zależy od ilości, zabarwionych na szaro, plagioklazów zasadowych z grupy labrador-bytownit oraz od ciemnych piroksenów [42]. Anortozyty składają się głównie ze skałeni zasadowych, mają zabarwienie szare lub szarzielonkawe i są jaśniejsze od gabr.

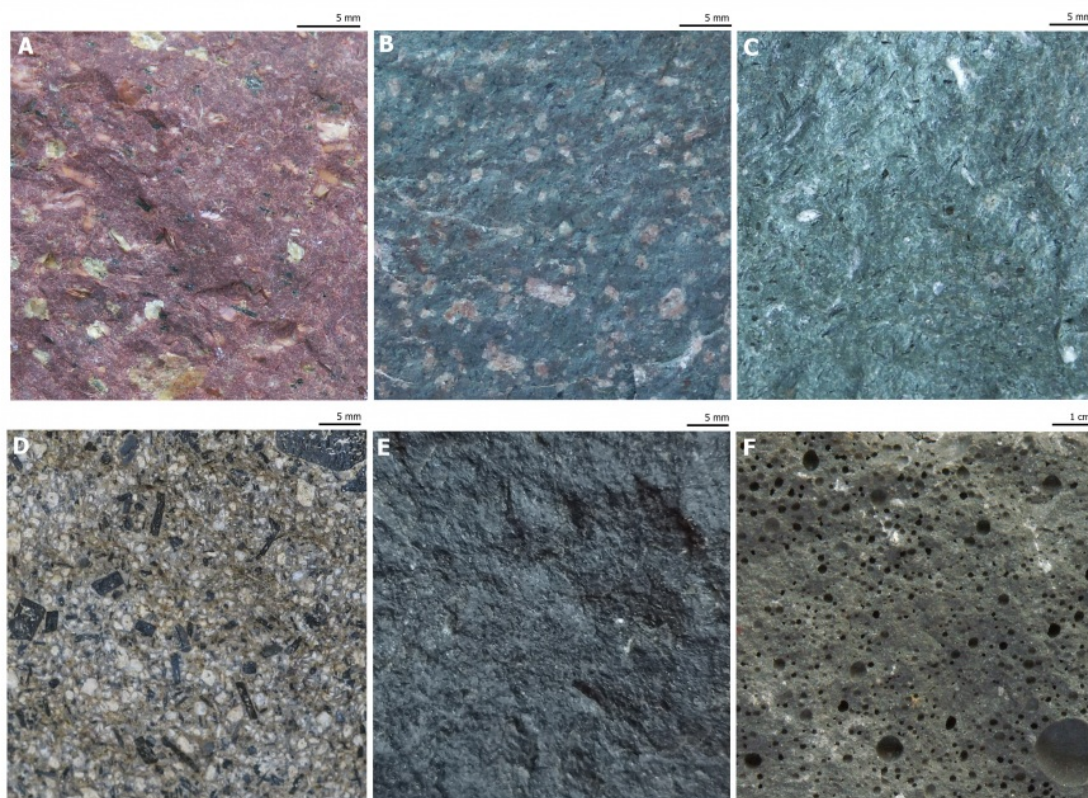
Skały żyłowe zwykle mają struktury drobnoziarniste (Rys. 250) i ich diagnostyka makroskopowa, ze względu na ograniczone możliwości obserwacji makroskopowych, jest utrudniona. Odmiany jasne, zawierające skałenie oraz minerały ciemne barwy szarej, nazywane są lamprofirami. Zaliczane są tu żyłowe odpowiedniki sjenitoidów oraz diorytoidów. Jeśli istnieje możliwość ustalenia stosunków jakościowych i ilościowych skałeni, używa się nazw nawiązujących do skał głębinowych, tj. mikrosienit, mikromonzonit, mikrodioryt. Diabazy, będące odpowiednikami klasy gabra i bazaltu, są skałami czarnymi, ciemnoszarymi i drobnookrystalicznymi (Rys. 250A).



Rysunek 250: Obojętne skały żyłowe. A: diabaz, B-C: lamprofir.

Skały wulkaniczne mają struktury afanitowe lub porfirowe (Rys. 251). W skałach porfirowych, w prakryształach, występują skałenie, z którymi mogą współwystępować amfibole, pirokseny, biotyt lub występuje tylko oliwin [42]. Takie skały makroskopowo wyróżniane są jako porfiry bezkwarcowe. Zespół prakryształów może służyć jako szacunkowy dla potrzeb klasyfikacyjnych. Prakrystały hornblendy zwykle występują w szarym cieście skalnym, co jest typowe dla andezytów, a

prakryształy oliwinu znajdują się w ciemnym cieście skalnym, co jest charakterystyczne dla bazaltów.



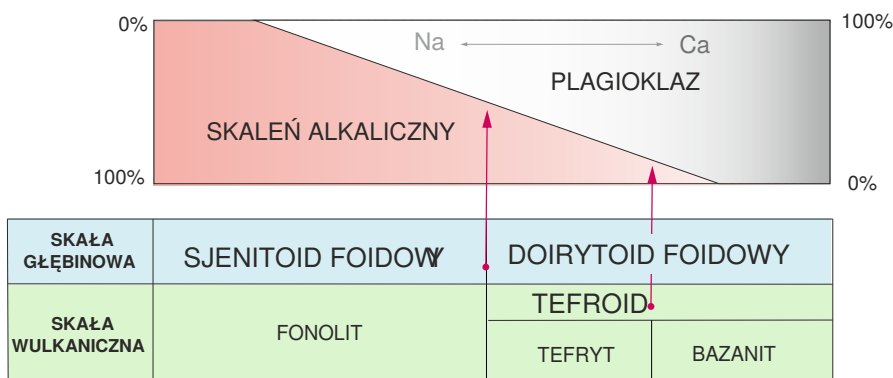
Rysunek 251: Obojętne skały wylewne. A-B: porfir, C-D: andezyt, E-F: bazalt.

Dla szacunkowego określenia przynależności klasyfikacyjnej skał afanitowych wykorzystuje się wskaźnik barwy. Trachitoidy, podobnie jak odpowiadające im głębinowe sjenitoidy, to skały leukokratyczne, które cechuje ogólne jasne zabarwienie różowe lub szare. Bazalty, składające się w przeważającej części z minerałów ciemnych, mają zabarwienie od czarnego i ciemnoszarego do brązowo-czerwonego (Rys. 251E, F). W ich obrębie mogą występować ziarniste skupienia oliwinu, zwane bombami oliwinowymi. Poza teksturami zbitymi i bezładnymi, w bazaltach powszechne są tekstury pęcherzykowate i fluidalne.

Skały zasadowe, ultrazasadowe i ultramaficzne

Cechą skał zasadowych i ultrazasadowych jest dominacja skaleniwców (zob. Skaleniwce) w grupie minerałów jasnych. Współwystępowanie skaleniwców oraz skalen (zob. Skalenie) jest podstawą wyróżnienia skał zasadowych, brak skalen decyduje o przynależności do skał ultrazasadowych [42]. Skały te mają podrzędne znaczenie w budowie skorupy ziemskiej, zwykle tworzą niewielkie ciała magmowe, za wyjątkiem skał wylewnych, które spotykane są w większej ilości.

Zasadowe skały głębinowe reprezentowane są przez dwie grupy: **sjenitoidy foidowe**, które obok skaleniwców zawierają skalenie alkaliczne i niewielką ilość składników ciemnych oraz **diorytoidy foidowe**, zawierające obok skaleniwców plagioklasy i większą ilość składników ciemnych (Rys. 252). Odpowiednikiem wylewnym sjenitoidów foidowych są **fonolity**, a diorytoidów foidowych są **tefryty** i **bazanity**, łączone w grupę tefroidów [42], [232], [43], [247], [246].



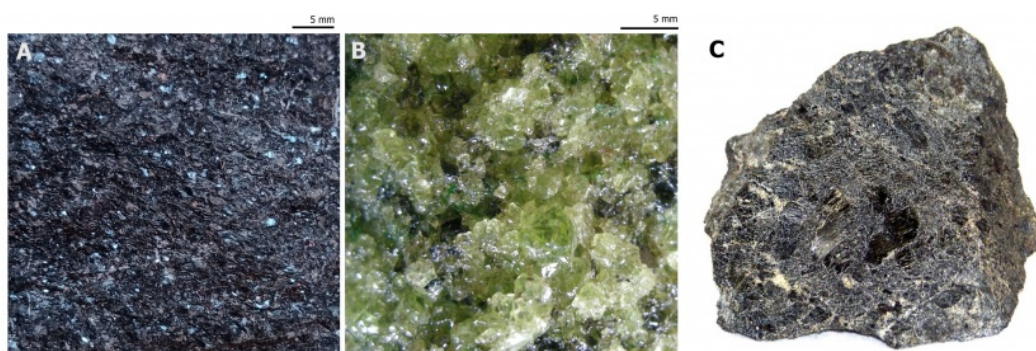
Rysunek 252: Uproszczona klasyfikacja skał zasadowych.

Identyfikacja skał zasadowych

Sjenitoidy foidowe oraz ich wulkaniczne odpowiedniki są skałami leukokratycznymi, mają ogólne zabarwienie szare, z odcieniem różowym lub zielonkawym. Diorytoidy foidowe makroskopowo są podobne do gabra. Tefryty cechuje barwa szara, a bazanity - ciemnoszara do czarnej [42]. Odmiany wylewne są masywne lub porowate, również migdałowcowe (zob. [Tekstury skał magmowych](#)). Foidolity to głębinowe skały ultrazasadowe, czyli takie, które zawierają skalenioince w grupie minerałów jasnych. Charakteryzuje je struktura gruboziarnista (zob. [Struktury skał magmowych](#)), tekstura zbita i bezładna. Przedstawicielami tych skał są urtyty i ijonyty. Urtyty mają zabarwienie jasnoszare z odcieniem zielonym lub różowym, mogą zawierać do 30% minerałów ciemnych. Ijonyty mają barwy od szarych do ciemnoszarych, mogą zawierać do 70% minerałów ciemnych.

Wulkanicznym odpowiednikiem foidolitów są foidyty, reprezentowane przez nefeliny i leucytyty. Są to skały afanitowe lub porfirowe z parakryształami piroksenu. Leucytyty występują w zabarwieniu jasnoszarym lub szaro-zielonym, nefeliny mają barwy od szarej do czarnej.

Identyfikacja makroskopowa skał zasadowych i ultrazasadowych jest problematyczna. Podstawową trudnością jest identyfikacja skalenioinców i odróżnienie ich od skaleni. Skały zasadowe i ultrazasadowe wykazują wysokie podobieństwo w obrazie makroskopowym do skał obojętnych.



Rysunek 253: Skały ultramaficzne. A: piroksenit, B: perydotyt, C: hornblendyt. A-B: fot. – archiwum aut. ; C: fot. Piotr Sosnowski, Hornblendyt apatytowy 1.jpg, licencja CC BY-SA 4.0, źródło: [Wikimedia Commons](#)

Skały ultramaficzne (skrajnie melanokratyczne) składają się z minerałów ciemnych, czyli oliwinu, amfibolu i/lub piroksenu (zob. [Oliwiny](#), [Amfibole](#), [Pirokseny](#)), [42], którym może towarzyszyć niewielka domieszka, w ilości do kilku procent, minerałów jasnych, zwykle skalenioinców. Charakterystyczna dla tych skał jest zdecydowana dominacja jednego z minerałów ciemnych. Gdy dominuje oliwin wyróżniane są **perydotyty**, gdy to jest jeden z piroksenów – wyróżniane są **piroksenity**, gdy to jest hornblenda – **hornblendyty**. Odmiany żyłowe nazywane są pikrytami [41]. Skały ultramaficzne powstają głównie w środowiskach głębinowych [42], [44], znacznie rzadziej tworzą żyły, sporadycznie krystalizują w warunkach powierzchniowych.

Identyfikacja skał ultramaficznych

Typowe perydotyty mają zabarwienie zielono-szare, zielono-czarne, a gdy nie mają domieszek innych minerałów są jasno zielone ([Rys. 253B](#)). Są to skały, które budują dolne części litosfery, przynależące do górnego płaszcza ziemskiego. Mają struktury od drobno- do gruboziarnistych, zwykle równoziarniste lub porfirowate. Hornblendyty i piroksenity są barwy czarnej lub czarnozielonej ([Rys. 253A](#), C). Hornblendyty mają struktury grubo- lub bardzo gruboziarniste i równoziarniste. Pirokseny są średnio- lub gruboziarniste, równoziarniste lub porfirowate. Głębinowe skały ultramaficzne są zbite, mają tekstury bezładne lub uporządkowane. Pikryty są drobnokrystaliczne lub porfirowe z oliwinami lub/i piroksenami w prakryształach. Mają zabarwienie od czarnego do ciemnoszarego lub czarno-zielonego, makroskopowo są trudno odróżnialne od zasadowych diabazów.

Skały piroklastyczne

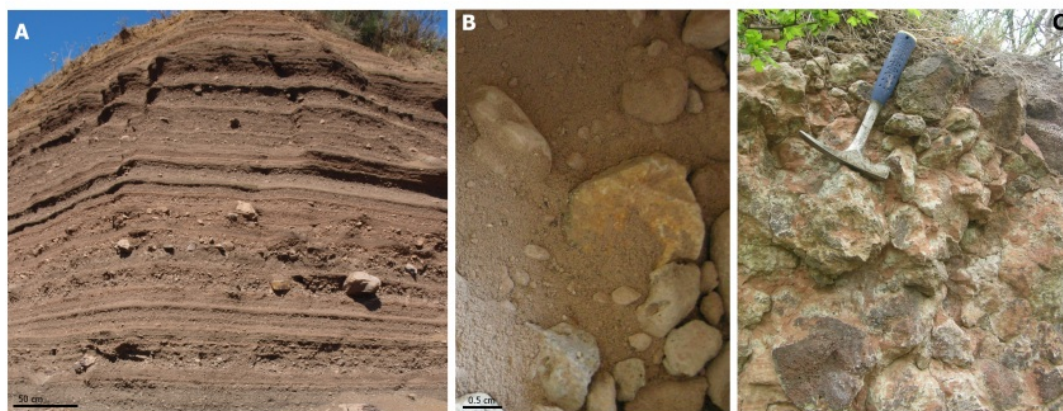
DEFINICJA

Definicja 30: Skały piroklastyczne

skały powstające w wyniku sedymentacji, zbudowane są z materiału ziarnowego, wyrzuconego z wulkanu podczas erupcji, czyli piroklastów (zob. [Materiały piroklastyczne](#)), których zawartość przekracza 75% składników skały [42].

Skąły piroklastyczne (Rys. 254) są deponowane w otoczeniu krateru i tworzą pokrywę (warstwę) na skałach podłoża lub skałach pochodzenia wulkanicznego, powstałych w wyniku wcześniejszych erupcji (zob. Środowiska powstania skał magmowych). W związku z tym, iż składają się z ziaren, których osadzenie poprzedzone jest transportem, zaliczane są do grupy skał osadowych [42]. Długość drogi transportu składników jest zróżnicowana, zależy od wielkości materiału piroklastycznego, jego ilości, masy oraz siły eksplozji. Ziarna duże, występują w skałach piroklastycznych deponowanych w bezpośrednim sąsiedztwie wulkanu. Wraz ze wzrostem odległości od wulkanu zmniejsza się frakcja ziaren. Najdrobniejsze frakcje, czyli pyły wulkaniczne, mogą być latami zawieszone w atmosferze.

Nagromadzenie nieskonsolidowanego materiału piroklastycznego w środowisku lądowym nazywane jest **tefrą** (Rys. 254A, B), [42]. Jest to skała luźna, nierosortowana, której depozycja była poprzedzona relatywnie krótkim transportem. Składa się z piasków i pyłów, w których mogą występować wszystkie inne typy piroklastów tj. bloki, bomby i lapille (zob. Środowiska powstania skał magmowych), [42]. Tefra deponowana jest na stokach wulkanu oraz w jego bezpośrednim otoczeniu. Tworzy pokrywę klastyczną, której grubość maleje wraz z odległością od krateru. Warstwy piroklastyczne zbudowane tylko z frakcji aleurytowej i pelitowej nazywane są **pyłami wulkanicznymi**, gdy zawierają piaski nazywane są **popiołami wulkanicznymi**. Frakcja lekka piroklastów może być transportowana na duże odległości, jej depozycja może być istotnie oddalona od miejsca erupcji.



Rysunek 254: A-B: tefra wulkaniczna, C: konglomerat tufowy. A: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora ; B-C: fot. – archiwum aut.

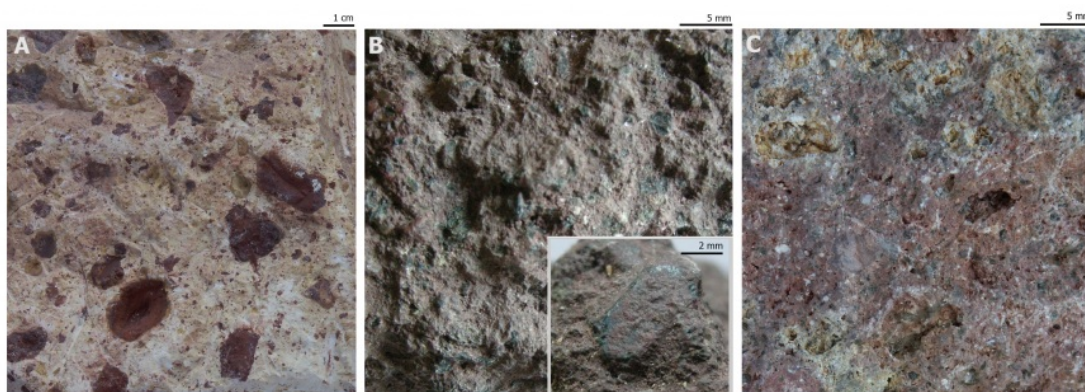
Skonsolidowany materiał tefry, który przeszedł procesy lityfikacyjne, nazywany jest **tufem** (Rys. 254C), (Rys. 255), [43], [44]. Podstawowym składnikiem większości tufów jest zcementowany popiół, w którym wyróżnia się następujące typy ziarn:

- **krystaloklasty**, czyli fragmenty lub kryształy minerałów magmowych,
- **witroklasty**, czyli ziarna zbudowane ze szkliwa wulkanicznego,
- **litoklasty**, czyli fragmenty skał [42].

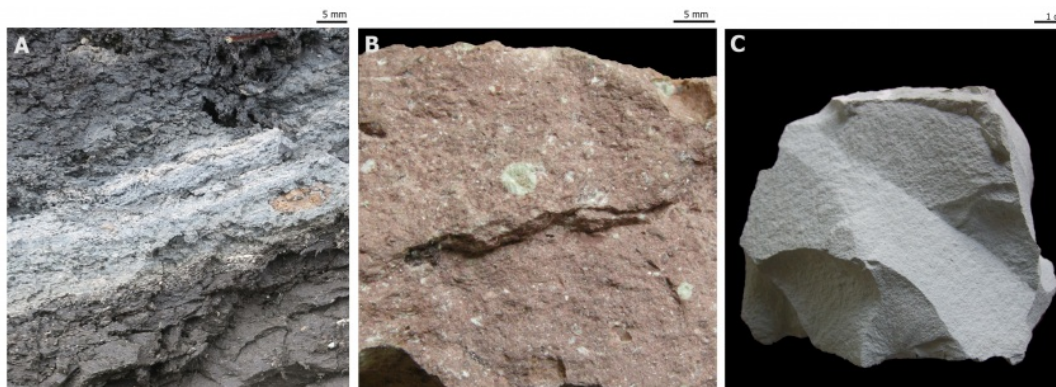
Popiół wulkaniczny stanowi główną masę skały lub tła, w którym występują inne, większe ziarna pochodzenia magmowego [42], [43]. W zależności od rodzaju składników tufy dzieli się na:

- **konglomeraty tufowe**, gdzie w masie piaszczysto-popiołowej występują bloki, bomby, spieki i lapille,
- **tufy lapillowe**, gdzie w masie piaszczysto-popiołowej podstawowym ziarnem są lapille,
- **tufy krystaliczne**, gdzie w masie piaszczysto-popiołowej występują krystaloklasty,
- **tufy popiołowe**, w których występuje tylko podstawowy materiał drobnodziarnisty [42].

Tufy zwykle są skałami porowatymi, o strukturze beładnej lub ze słabo zaznaczonym uporządkowaniem równoległym. Charakteryzuje je niska selekcja materiału ziarnistego, która wzrasta wraz z odległością od źródła erupcji. Tufy przyjmują zabarwienia od szarego i beżowego, przez różowawe i fioletowawe do brunatnego.



Tufity to skały mieszane, składające się z drobnego materiału piroklastycznego (pyłu i/lub piasku wulkanicznego) w ilości od 25 – 75% oraz materiału osadowego, typowego dla danego środowiska sedimentacyjnego (Rys. 256A), [42], [43]. Powstają w wyniku osadzenia materiału piroklastycznego w środowisku wodnym lub transportu materiałów piroklastycznych przez wodę. W ich obrębie występują struktury sedimentacyjne, odpowiadające dynamice środowiska. Większość zachowanych tufitów to osady środowisk morskich lub jeziornych, które deponowane były z suspensji, czyli swobodnego opadania zawiesiny. Są skałami słabo porowatymi, barwy od białej do szarej. Tworzą warstwy, zwykle są równoległe laminowane, z gradacją normalną ziarna, która jest efektem segregacji materiału w słupie wody. Ilość materiału piroklastycznego zmniejsza się ku górze warstwy.



Rysunek 256: A: tufit, B: ignimbryt, C: bentonit.

Zdiagnozowane tufity, w których w wyniku podmorskiego wietrzenia doszło do transformacji materiału piroklastycznego w minerały ilaste z grupy montmorylonitu, nazywane są **bentonitami** (Rys. 256C).

Do skał piroklastycznych zalicza się również **ignimbryty** (tufy spieczone) (Rys. 256B), [43]. Tworzą pokrywy powstające w wyniku depozycji składników magmowych (kryształy, szkliwo, fragmenty skał) przy udziale sprężonej pary wodnej i innych fluidów. Powstają przez depozycję z wysokoenergetycznych i gorących spływów piroklastycznych (zob. [Materiały piroklastyczne](#)). Są to skały barwy białej, szarej lub różowej, porowate, bezładne lub ze słabo zaznaczonymi strukturami kierunkowymi. Większe ziarna, w obrębie ignimbrytów, mają skorodowane krawędzie [42].

Metamorfizm

Metamorfizm - wprowadzenie

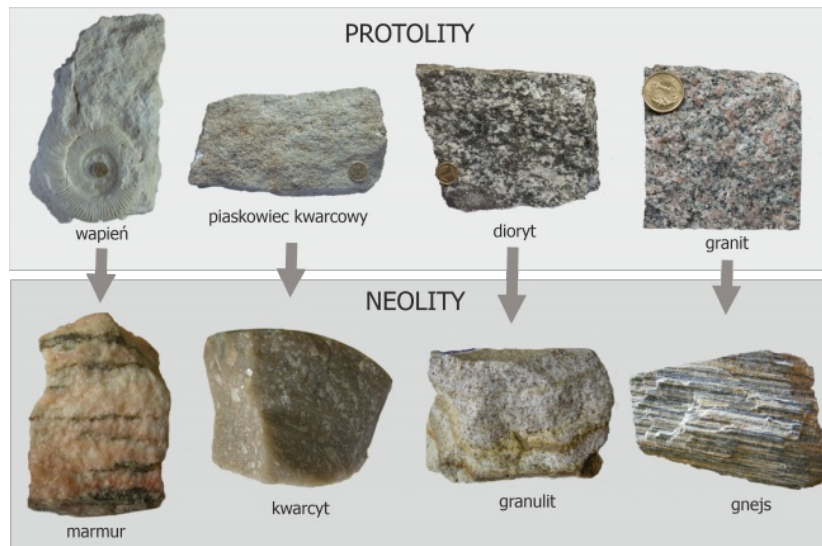
DEFINICJA

Definicja 31: Metamorfizm

jest to zespół procesów prowadzących do zmian strukturalnych, teksturalnych, składu mineralnego i chemicznego pod wpływem wysokiego ciśnienia, wysokiej temperatury i krążących substancji. Przemiany te zachodzą w stanie stałym. Przyjmuje się, że granicę między diagenезą a metamorfizmem wyznacza temperatura 200° C i ciśnienie rzędu 2 kilobarów.

Przeobrażeniom metamorficznym ulegają wszystkie rodzaje skał: magmowe, osadowe i metamorficzne (wcześniej słabiej przeobrażone). Skala przeobrażeń jest zróżnicowana (Rys. 257).

Najłatwiej podlegają metamorfozie skały osadowe, najtrudniej magmowe głębinowe, które powstają w warunkach wysokiej temperatury i ciśnienia.



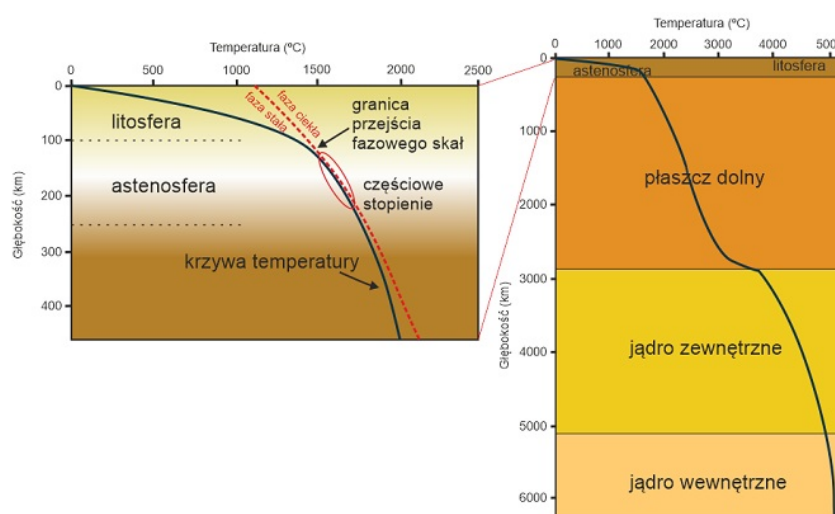
Rysunek 257: Przeobrażenie skał macierzystych (protolity) w skały metamorficzne (neolity).

Czynniki metamorfizmu

Metamorfozę wywołuje wiele różnych czynników, przy czym jeden lub dwa z nich są dominujące. Podstawowe czynniki to:

- temperatura,
- ciśnienie statyczne,
- ciśnienie kierunkowe,
- fluidy i wędrówka substancji.

Temperatura jest najważniejszym czynnikiem metamorfozy [234], [42], [236], [13]. Podwyższenie temperatury związane jest z pogrążaniem skał w głębsze strefy skorupy ziemskiej (stopień geotermiczny) (Rys. 258), (zob. [Pióropusze płaszcza i plamy gorąca](#)) albo z oddziaływaniem intruzji magmowych i pióropuszy płaszcza. Wzrost temperatury powoduje wiele zmian w składzie mineralnym: generalnie przyspiesza reakcje chemiczne i w efekcie wywołuje zmiany polimorficzne, przekrystalizowanie i rekrystalizację. Przekrystalizowaniu (powstaniu większych kryształów) ulegają skały skryto- i drobnokrystaliczne. Następuje także proces rekrystalizacji szklów wulkanicznych i likwidacja stanów koloidalnych. Wzrost temperatury prowadzi do dehydratacji minerałów uwodnionych, dehydroksylacji minerałów zawierających grupę OH oraz dysocjacji termicznej węglanów. W wyniku tych reakcji powstaje duża ilość H_2O i CO_2 , które tworzą bardzo ruchliwy roztwór. Roztwór ten, migrując, wywołuje przemiany metasomatyczne (zob. [Metasomatoza](#)).

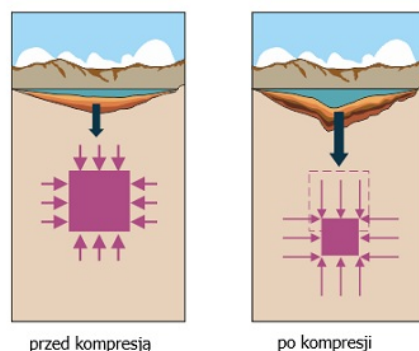


Rysunek 258: Gradient temperatury Ziemi.

Ciśnienie statyczne

Skały pogrążające się w głąb skorupy ziemskiej podlegają coraz większemu ciśnieniu, wywieranemu przez wyżej leżące masy skalne [229], [231]. Wzrost ciśnienia powoduje zmniejszenie objętości minerałów i skał (Rys. 259) i jest odwrotnie skorelowany ze wzrostem temperatury. Jeśli temperatura przyspiesza reakcje chemiczne, to ciśnienie je hamuje. Generalnie, ciśnienie statyczne powoduje zastępowanie minerałów o strukturach luźniejszych przez minerały z gęściej upakowanymi atomami lub

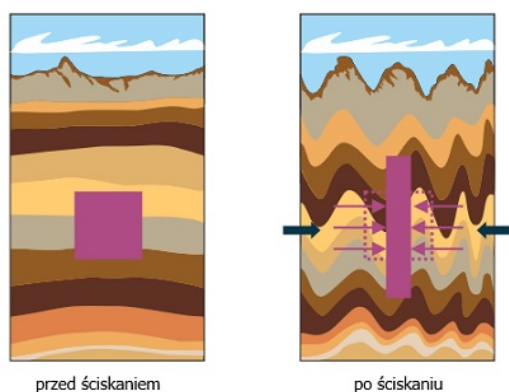
jonami [236], [42], [10], [13], [237].



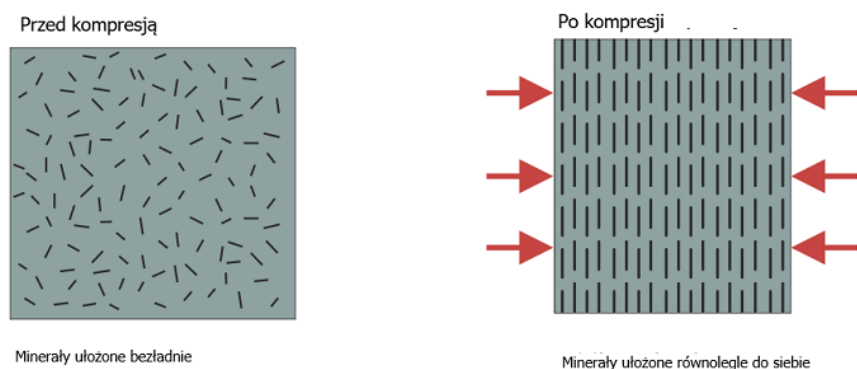
Rysunek 259: Wpływ ciśnienia statycznego.

Ciśnienie kierunkowe (stress)

W przeciwieństwie do ciśnienia statycznego, ciśnienie kierunkowe wywołują ruchy górotwórcze i związane z nimi ruchy tektoniczne (Rys. 260), [229], [231]. W płytkich strefach skorupy ziemskiej ciśnienie kierunkowe prowadzi do kruszenia i mielenia skał. Silne oddziaływanie ciśnienia kierunkowego prowadzi do powstania minerałów stressowych (np. dystenu, łuszczyki, chloryty) i tekstur kierunkowych (laminacja, foliacja, lineacja) (Rys. 261), [229], [236], [42], [10], [237].



Rysunek 260: Wpływ ciśnienia kierunkowego.



Rysunek 261: Reorientacja minerałów w wyniku ciśnienia kierunkowego.

Fluidy i wędrówka substancji

Większość procesów metamorficznych zachodzi przy małym udziale fazy ciekłej. Jednak w wielu skałach fluidy występują w porach międzyziarnowych, tworząc cienkie otoczki na ziarnach. W wysokiej temperaturze mogą być one bardzo aktywne. Jest to roztwór zjonizowany, zawierający aniony OH i CO_2 , podrzędnie SO_4 i Cl oraz wiele różnych kationów. W efekcie, taki roztwór może rozpuszczać minerały nietrwałe, ułatwia reakcje wymienne przez dyfuzję i przyspiesza krystalizację nowych minerałów. Jeśli takie substancje, w efekcie reakcji między minerałami, uwalniają różne pierwiastki lub tlenki (szczególnie K i Na , ale także Cl , CO_2 , OH , H_2O), to te substancje wędrując przez masywy skalne powodują powstanie nowych minerałów [42], [13], [26].

Rodzaje metamorfizmu

Funkcjonuje wiele różnych kryteriów klasyfikacyjnych metamorfizmu [234], [42], [13], [231]. Jeśli kryterium klasyfikacyjnym jest

kierunek zmian, to wyróżniamy:

- **metamorfizm progresywny**, w którym zmiany przebiegają w kierunku coraz silniejszych przeobrażeń,
- **metamorfizm retrogresywny**, w którym przeobrażenia metamorficzne ulegają cofnięciu.

W obrębie **metamorfizmu progresywnego**, w zależności od objętości skał metamorficznych, wyróżniono [42]:

- **metamorfizm regionalny**,
- **metamorfizm lokalny**.

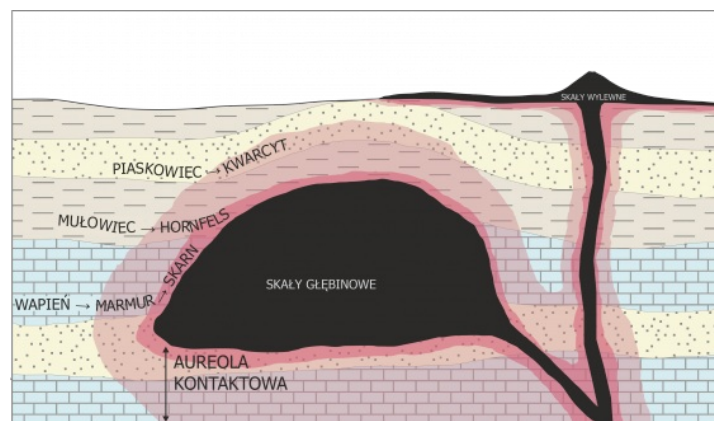
Metamorfizm regionalny [26], [231] zachodzi w warunkach pograżania mas skalnych w głębokie (powyżej 5 km) strefy skorupy ziemskiej. Wywołany jest wysokim ciśnieniem statycznym i wysoką temperaturą. Czynnikiem dodatkowym może być krążenie substancji, a w płytszych strefach skorupy ziemskiej także ciśnienie kierunkowe. Metamorfizm regionalny charakteryzuje szerokie spektrum natężenia czynników w miarę przesuwania się w głąb skorupy ziemskiej.

Odmianami metamorfizmu regionalnego są [42]:

- **metamorfizm orogeniczny** powodujący utworzenie wielkich kompleksów skalnych w orogenach, które powstają w strefach subdukcji,
- **metamorfizm stref pogrzebania** zachodzący w kompleksach skalnych, które podlegają subsydencji [231].

W obrębie **metamorfizmu lokalnego** wyróżniamy:

- **metamorfizm termiczny (kontaktowy)** (Rys. 262), w którym dominującą rolę odgrywa wysoka temperatura, najczęściej występująca w aureolach kontaktowych otulających intrudującą magmę [41], [236], [26]. Szerokość strefy oddziaływania jest zależna od wielkości ciała intrudującego, rodzaju magmy (zasadowa ma wyższą temperaturę) oraz typu skał otaczających i maksymalnie dochodzi do kilkuset metrów. Najbardziej typowymi skałami metamorfizmu termicznego są: hornfelsy, skarny, marmury i grafity.



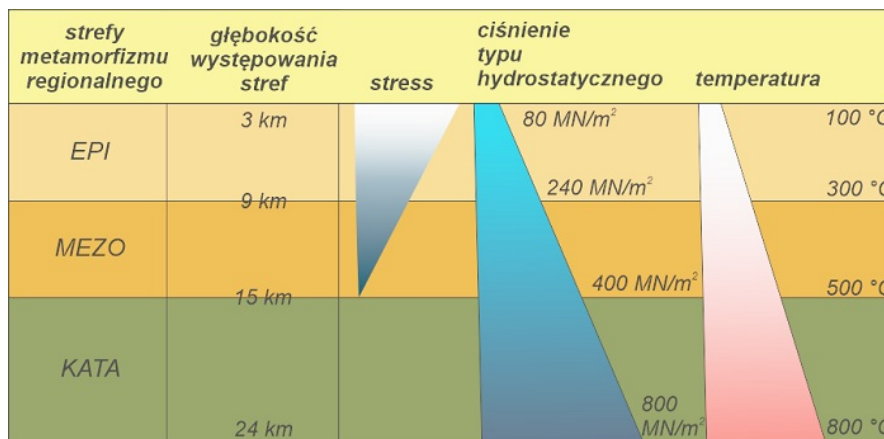
Rysunek 262: Model aureoli kontaktowej.

- **metamorfizm dynamiczny (dyslokacyjny)** [41], [42], [233] wywołany jest ciśnieniem kierunkowym, które działa na skały w obszarze intensywnych ruchów tektonicznych. Efektem wzrastającego ciśnienia jest początkowo kruszenie skał i powstanie brekcji tektonicznych. Dalszy wzrost ciśnienia powoduje pękanie poszczególnych ziaren, czyli kataklazę. Długotrwałe oddziaływanie ciśnienia może doprowadzić do ukierunkowanego ułożenia minerałów, czyli tzw. mylonityzacji. Typowymi skałami metamorfizmu dyslokacyjnego są: kakiryty, kataklazyty i mylonity.
- **metamorfizm szokowy (uderzeniowy)** [42], [233] wywołany jest uderzeniem dużego meteorytu w powierzchnię skorupy ziemskiej. Uderzenie wywołuje krótkotrwałe, wysokie, wzrosty ciśnienia i temperatury.

Strefy metamorfizmu

Wraz ze wzrostem głębokości pograżenia kompleksów skalnych rośnie intensywność przeobrażeń. Wyróżniamy w odniesieniu do metamorfizmu regionalnego trzy stopnie przeobrażenia: niski, pośredni i wysoki.

Często w literaturze odpowiadają im trzy strefy [41], [229], [10]: epizona, mezozona i katazona (Rys. 263).



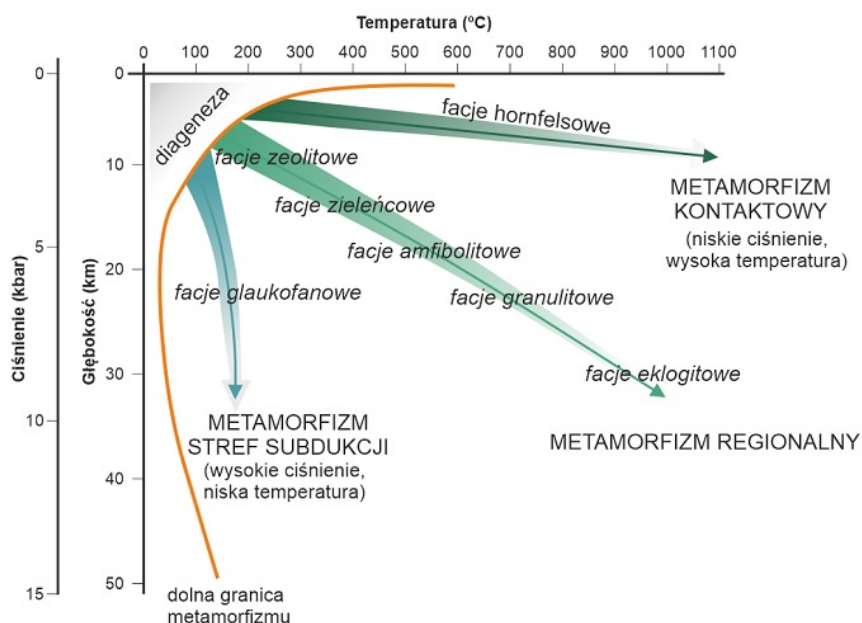
Rysunek 263: Strefy (zony) metamorfizmu regionalnego.

- **Epizona** to strefa niskich temperatur (od 100° C do 300° C) i ciśnienia statycznego, ale często również silnego ciśnienia kierunkowego, charakterystycznego dla głębokości 6-10 km. W tej strefie przeważa metamorfizm dyslokacyjny, niskotemperaturowy metamorfizm termiczny i metasomatoza. Typowe skały dla tej strefy to tępki krystaliczne (zob. [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#)).
- **Mezozona** to strefa pośrednich temperatur (300° C do 500° C) i ciśnienia statycznego charakterystycznego dla głębokości 10 – 18 km. Nadal występuje silne ciśnienie kierunkowe. W dalszym ciągu silne są deformacje tektoniczne, coraz silniejsze są też zmiany chemiczne i mineralne. Dominującą rolę odgrywa metamorfizm regionalny oraz średniotemperaturowy metamorfizm kontaktowy i metasomatyczny. Typowe skały to gnejsy.
- **Katazona** to strefa najwyższych temperatur (500° C do 900° C) i ciśnienia hydrostatycznego charakterystycznego dla głębokości 18 – 30 km. Praktycznie nie ma już wpływu ciśnienia kierunkowego. Stopień przeobrażenia skał jest bardzo silny. Skały typowe dla tej strefy to eklogity (zob. [Skały wysokich ciśnień i temperatur \(facja granulitowa i eklogitowa\)](#)).

Facje metamorficzne

Najważniejsze klasyfikacje metamorfizmu opierają się na pojęciu facji metamorficznej [41], [229], [42], [10], [26].

Facja metamorficzna oznacza pewien zakres ciśnienia i temperatury, w których trwałe są określone zespoły mineralne.



Rysunek 264: Facje metamorfizmu.

Najczęściej wyróżniamy następujące facje ([Rys. 264](#)), [42], [10]:

- **Facja zeolitowa** obejmuje najniższy zakres ciśnienia (2-4 kbar) i temperatury (200° C do 300° C). Charakterystycznymi minerałami dla tej facji są zeolity i kwarc.
- **Facja zieleńcowa** reprezentuje niski zakres ciśnienia (kilka kbar) i temperatury (300° C do 500° C). Charakteryzuje ją obecność chlorytów i paragenez epidotu, albitu i kwarcu. Pospolite są także: muskowit, minerały serpentynu, kalcyt i

dolomit.

- **Facja amfibolitowa** reprezentuje pośrednie wartości temperatury (400° C do 700° C) i ciśnienia (5-8 kbar). Charakterystyczne są dla niej minerały z grupy amfiboli. W niższych temperaturach występują także albit i epidot, a w wyższych: staurolit, diopsyd, dysten i sillimanit.
- **Facja granulitowa** obejmuje wysokie ciśnienia (6-12 kbar) i temperatury (700° C do 800° C). Charakterystyczne minerały dla tej facji to: pirokseny wysokotemperaturowe, kordieryt, plagioklasy, kwarc i granaty.
- **Facja eklogitowa** występuje w środowisku najwyższych temperatur i ciśnień, w których trwałe są tylko nieliczne ciemne minerały z grupy piroksenów, granatów i kwarc. Tworzą inkluzje w intruzjach ultramorficznych i kominach kimberlitowych pochodzących z płaszcza górnego.
- **Facja hornfelsowa** charakterystyczna dla metamorfizmu kontaktowego w warunkach wysokiej temperatury (700° C do 800° C) i niskiego ciśnienia (1-3 kbar). Minerały wskaźnikowe to pirokseny, plagioklasy, kwarc i andaluzyt.
- **Facja glaukofanowa** (łupków niebieskich) związana jest ze środowiskiem metamorfizmu dyslokacyjnego, tzn. wysokiego ciśnienia (kilkanaście kbar) i stosunkowo umiarkowanej temperatury (200° C do 500° C). Charakterystyczne minerały, to alkaliczne amfibole (glaukofan, krossyt) oraz parageneza jadeit - kwarc. Występuje również epidot i rutyl.

Ultrametamorfizm

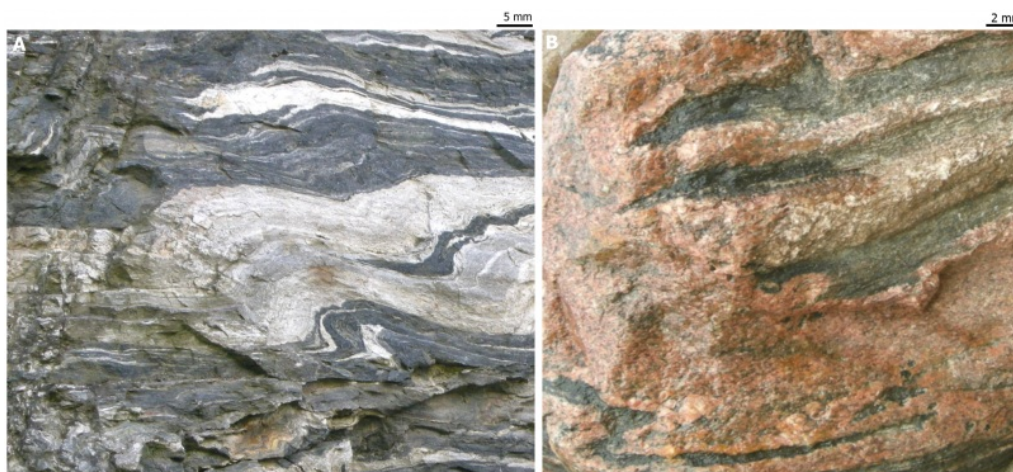
Procesy metamorficzne przebiegają bez znaczącego udziału fazy ciekłej. Po przekroczeniu pewnej, granicznej wartości temperatury i ciśnienia występuje zjawisko coraz intensywniejszego wytapiania składników o niskim stopniu topnienia i pojawianie się coraz większych ilości stopu krzemianowego. Rozpoczyna się proces **ultrametamorfizmu**. Granica nie jest stała i zależy od składu mineralnego, chemicznego oraz udziału składników lotnych.

Procesy ultrametamorficzne przebiegają w dwóch stadiach [42]:

1. **stadium reomorficzne**, które rozpoczyna się w momencie uzyskania przez kompleksy skalne plastyczności w efekcie pojawienia się w niewielkiej ilości fazy ciekłej; pod wpływem ruchów tektonicznych taka uplastyczniona masa może się przemieszczać,
2. **stadium anateksis**, gdy dalszy wzrost temperatury prowadzi do wytapiania kolejnych minerałów skały pierwotnej. Proces ten przebiega selektywnie, w kierunku przeciwnym do dyferencjacji magmy podczas krystalizacji. Początkowo wytapia się stop o składzie granitowym (skalenie alkaliczne i kwarc), następnie magmy bogatsze w inne składniki (Ca, Fe, Mg i inne). Magma anatektyczna może być tektonicznie wyciskana ze skał macierzystych i gromadzona z dala od miejsca powstania. Taki proces gromadzenia wtórnych magm anatektycznych nosi nazwę **paligenezy**.

Produktem ultrametamorfizmu są migmatyty ([Rys. 265](#)), [41], [236], [42]. Zbudowane są one z dwóch składników: paleosomu, czyli skały pierwotnej, która nie przeszła w fazę ciekłą oraz neosomu, czyli nowej skały powstałej z krystalizacji wtórnej magmy. Migmatyty charakteryzuje specyficzna forma:

- ostrokrawędziste fragmenty paleosomu, które są otoczone i spojone neosomem,
- neosom tworzy warstewki, smugi w obrębie paleosomu,
- paleosom ma postać niewyraźnych, słabo wyróżniających się „plam” rozmytych w neosomie (zob. [Skały ultrametamorfizmu](#)).



Rysunek 265: Migmatyty (A-B). Tarcza skandynawska.



Informacja dodatkowa 25: Metasomatoza a granityzacja

Podstawowym, ale prawdopodobnie nie dominującym procesem prowadzącym do powstania granitoidów jest krystalizacja magm pierwotnych lub wtórnych o składzie granitoidowym. Procesy metasomatyczne mają duży udział w powstawaniu granitoidów i pokrewnych im składem gnejsów i granitognejsów. Uważa się, że w głębokich strefach skorupy ziemskiej, dostawa alkaliów do skał osadowych (iłowce, mułowce, piaskowce) prowadzi do ich przeobrażenia w stanie stałym, bez udziału stopu magmowego.

Metasomatoza

Metasomatoza to proces przeobrażenia skał w stanie stałym, pod wpływem gazów i cieczy doprowadzonych z zewnątrz. Są one łatwo rozpuszczalne w roztworach porowych i uruchomiane do wędrówki wywołują przemiany mineralne [41], [252], [26].

W obrębie metasomatozy wyróżniamy szczególne typy metamorfozy:

- **metamorfizm imbibicyjny** polegający na przepojeniu fluidami pochodzącymi z intruzji magmowych skał otaczających i wywoływaniu reakcji z budującymi je minerałami,
- **metasomatoza pneumatolityczna (pneumatoliza)** polegająca na przeobrażeniu minerałów i skał pod wpływem gazów wydobywających się z intruzji magmowych. Odbyna się to w warunkach znacznego spadku temperatury, co prowadzi do pęknięcia skał i powstawania szczelin umożliwiających wędrówkę gazów; szczególnie predystynowane są intruzje skał magmowych kwaśnych zawierające więcej gazów,
- **metasomatoza hydrotermalna** polegająca na oddziaływaniu na skały ciepłych roztworów pochodzenia magmowego.

Procesy metasomatyczne wywołują wiele przekształceń mineralnych. Są to:

- **albityzacja** polega na zastępowaniu plagioklazów i skaleń potasowych przez albit, który jest charakterystyczny dla niskotemperaturowej pneumatolizy i metasomatozy hydrotermalnej,
- **feldspatyizacja** to proces wzbogacania skał w skalenie w wyniku dootywu alkaliów bogatych w Na i K; szczególnie częsty w metamorfizmie imbibicyjnym,
- **biotytyzacja** polega na tworzeniu biotytu kosztem piroksenów, amfiboli, granatów itp. w efekcie doprowadzenia fluidów zasobnych w potas,
- **serpentyzacja** to hydrotermalne przeobrażenie ultrazasadowych skał magmowych w minerały serpentynu; w trakcie tego procesu wydzielają się żelazo,
- **serycytyzacja**, czyli hydrotermalny proces tworzenia się serycytu kosztem skaleń, biotytu, chlorytu, epidotu i innych minerałów.

Z utworami metasomatycznymi związane są koncentracje złożowe wielu metali (Fe, Cu, Co, Mo, Zn, Pb, Mn i innych).

Skały metamorficzne

Skały metamorficzne - wprowadzenie

Skały metamorficzne powstają przez zmianę struktury, tekstury oraz/lub składu mineralnego skał wyjściowych, która odbywa się pod wpływem czynników metamorficznych, czyli ciśnienia, temperatury, fluidów i czasu (zob. [Metamorfizm - wprowadzenie](#)). Metamorfizmowi podlegają wszystkie typy genetyczne skał, czyli skały magmowe, osadowe oraz metamorficzne. Większość skał metamorficznych powstaje w środowisku wnętrza skorupy ziemskiej lub płaszczu. Tylko niewielka ich część formowana jest na powierzchni Ziemi. Należą do nich skały przeobrażone pod wpływem impaktów (metamorfizm szokowy) lub oddziaływania termicznego law wulkanicznych (jeden z typów metamorfizmu kontaktowego), (zob. [Rodzaje metamorfizmu](#)).

Skała wyjściowa, która podlegała procesom metamorfizmu nazywana jest **protolitem**, natomiast skała po przemianach metamorficznych **neolitem**. Nazwy skał metamorficznych z protolitów magmowych poprzedza się przedrostkiem **orto-** (np. ortokwarcyt, ortognejs), a nazwy skał powstałych z protolitów osadowych poprzedza się przedrostkiem **para-** (np. paraamfibolit, parałupek) [42], [253]. Protolity wykazują różne kompetencje na przemiany metamorficzne. Zwykle pod wpływem tych samych

warunków w skałach osadowych zaznaczają się bardziej zaawansowane zmiany, niż w skałach magmowych głębinowych.

Metamorfizm często całkowicie zmienia wygląd makroskopowy protolitu. Skała przebudowy składu mineralnego, struktur i tekstur skały wyjściowej zależy od natężenia czynników metamorfizmu (zob. [Czynniki metamorfizmu](#)). Niektóre skały formowane w warunkach metamorfizmu niskociśnieniowo-temperaturowego w obrazie makroskopowym mogą przypominać protolity, choć w obrazie mikroskopowym będą posiadały wyraźne cechy skał metamorficznych. Przy bardziej zaawansowanym wpływie czynników metamorfizmu, neolity nabierają zupełnie indywidulanych cech i ich wygląd nie nawiązuje do skał wyjściowych.

Skały metamorficzne to bardzo duża i zróżnicowana grupa skał, zarówno pod względem mineralnym, jak i cech strukturalno-teksturalnych. Różnorodność ta determinowana jest przez:

- metamorfizm różnych typów protolitów magmowych i osadowych,
- możliwość powstania z jednego typu protolitu różnych typów skał, w zależności od rodzaju i nasilenia czynników metamorficznych.

Większość skał metamorficznych posiada swoiste cechy uniwersalne, do których należą (zob. [Czynniki metamorfizmu](#)):

- brak porowatości, podczas działania ciśnienia pierwotna porowatość protolitu zostaje wyeliminowana (wyjątek stanowią niektóre odmiany skał kontaktowych powstające przy słabym wpływie ciśnienia),
- krystaliczność, skały metamorficzne są skałami zbudowanymi głównie z kryształów uformowanych w procesie metamorfizmu, które noszą nazwę **blastów**, [253], [43]; (wyjątek stanowią niektóre skały metamorfizmu szokowego, w których jako składnik może występować szkliwo impaktytowe lub skały dynamometamorfizmu, w których mogą występować zdefragmentowane, nieprzekrystalizowane ziarna z protolitu).

Czynniki metamorfizmu inicjują procesy krystaliczne, więc:

- nowe składniki powstają w formie blastów, które z definicji mają budowę krystaliczną,
- niekrystaliczne składniki protolitów podlegają blastezie.

Pod względem genetycznym minerały w skałach metamorficznych należą do (zob. [Minerały protolitów](#)):

- **minerałów trwałych**, dziedziczonych po protolicie, które mogą podlegać rekrystalizacji np. kwarc, kalcyt, muskowit, hornblenda,
- **minerałów neogenicznych**, których blasteza wymaga odpowiednich warunków, najczęściej podwyższonych ciśnień i temperatur, czyli wykrystalizowanych w trakcie przeobrażenia skały. **Minerały neogeniczne**, to minerały, które krystalizują jako produkt procesu metamorficznego. Minerały te są charakterystyczne dla skał metamorficznych, część z nich jest diagnostyczna dla specyficznych warunków fizycznych i jest używana jako minerały wskaźnikowe [42].

Do głównych minerałów neogenicznych skał metamorficznych należą:

- andaluzyt, kyanit, sillimanit (zob. [Andaluzyt, kyanit, sillimanit](#)),
- talk i grafit (zob. [Talk i grafit](#)),
- chloryty (zob. [Chloryty](#)),
- minerały z grupy serpentynu (zob. [Minerały z grupy serpentynu](#)),
- staurolit (zob. [Staurolit](#)),
- minerały z grupy epidotu (zob. [Minerały z grupy epidotu](#)),
- kordieryt i wollastonit (zob. [Kordieryt i wollastonit](#)).

Podstawowa klasyfikacja skał metamorficznych oparta jest o ich genezę (zob. [Rodzaje metamorfizmu](#)). Względem tego podziału podstawowe grupy skał metamorficznych to:

- skały metamorfizmu kontaktowego (zob. [Skały metamorfizmu kontaktowego](#)),
- skały metamorfizmu szokowego (zob. [Skały metamorfizmu szokowego](#)),
- skały dynamometamorfizmu (zob. [Skały dynamometamorfizmu](#)),
- skały metamorfizmu regionalnego (zob. [Skały metamorfizmu regionalnego](#), [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#), [Skały średnich ciśnień i temperatur \(facja amfibolitowa\)](#), [Skały wysokich ciśnień i temperatur \(facja granulitowa i eklogitowa\)](#), [Skały wysokich ciśnień \(facja glaukofanowa\)](#)).

Struktury skał metamorficznych

Struktura w skałach metamorficznych charakteryzuje wielkość, wzajemne relacje pomiędzy składnikami oraz kształt

dominujących blastów.

Skąły metamorficzne w większości są skałami krystalicznymi, czyli **blastycznymi**. Ze względu na wyrazistość w obrazie makroskopowym wyróżniana jest [43]:

- **struktura faneroblastyczna**, gdy poszczególne składniki skały rozróżnialne są podczas badania makroskopowego,
- **struktura skrytoblastyczna**, gdy składniki są mniejsze, niedostrzegalne makroskopowo.

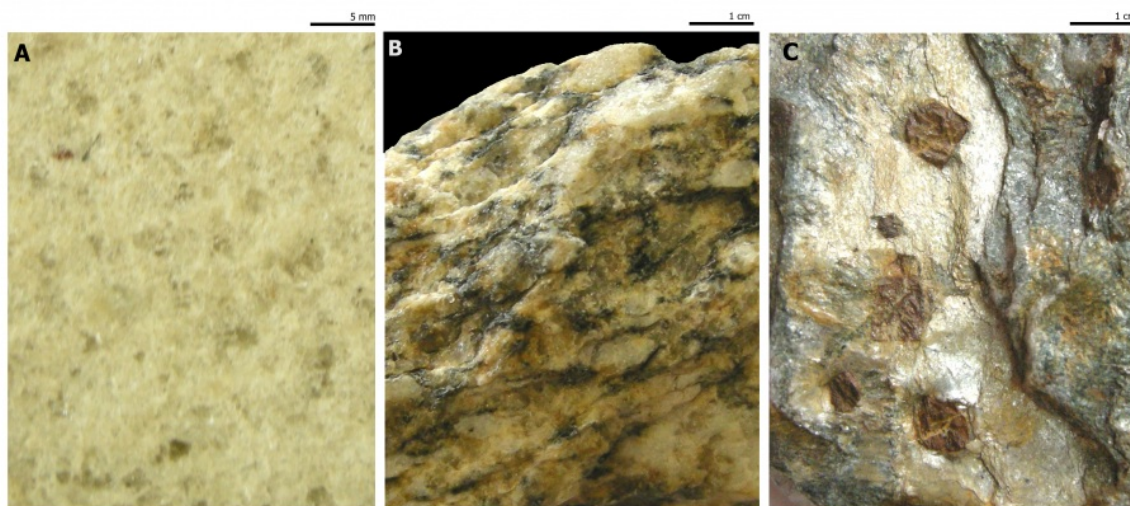
Względem wzajemnych relacji wielkościowych pomiędzy składnikami skały metamorficznej wydzielana jest (Rys. 266), [253]:

- **struktura homeoblastyczna**, w której blasty mają podobne rozmiary; dalszy podział w obrębie tej struktury prowadzony jest w oparciu o wielkość blastów, zgodnie z [Tabela 23](#):

Tabela 23: Podział struktury homeoblastycznej.

PODTYP	WIELKOŚĆ BLASTÓW
gruboblastyczna	5-30 mm
średnioblastyczna	5-1 mm
drobnoblastyczna	> 1 mm

- **struktura heteroblastyczna**, gdy blasty mają różne rozmiary. Odmianą struktury heteroblastycznej jest **struktura porfiroblastyczna** (Rys. 266C), [44]. Jej wyróżnikiem jest obecność porfiroblastów, czyli wyraźnie większych blastów jednego minerału, istotnie przewyższających wielkością pozostałe składniki skały. Porfiroblasty cechuje automorfizm.

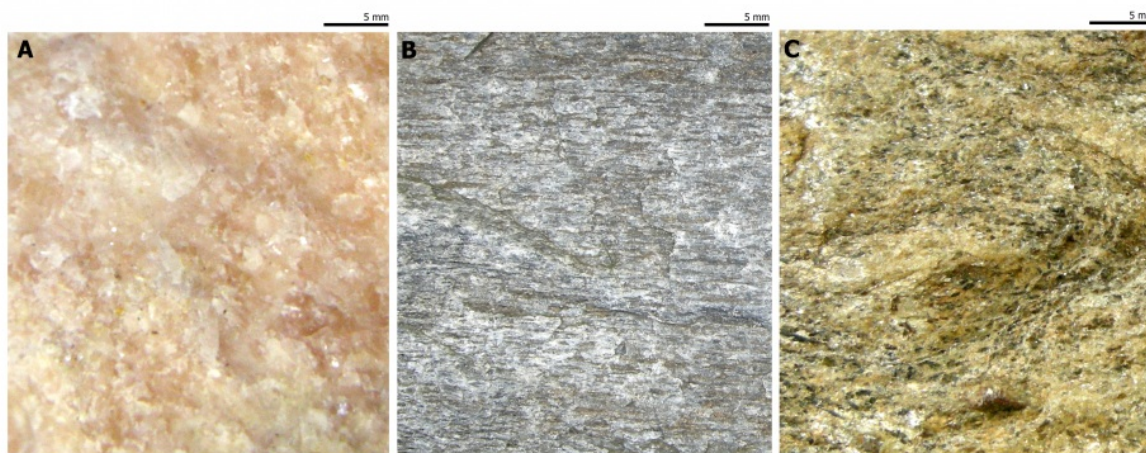


Rysunek 266: A: struktura homeoblastyczna, B: struktura heteroblastyczna, C: struktura heteroblastyczna porfirowa.

Kształt dominujących blastów (zob. [Pokrój minerałów i forma skupień](#)) w skałe jest podstawą dla wyznaczenia struktury (Rys. 267), [254], [253], [44], [41]:

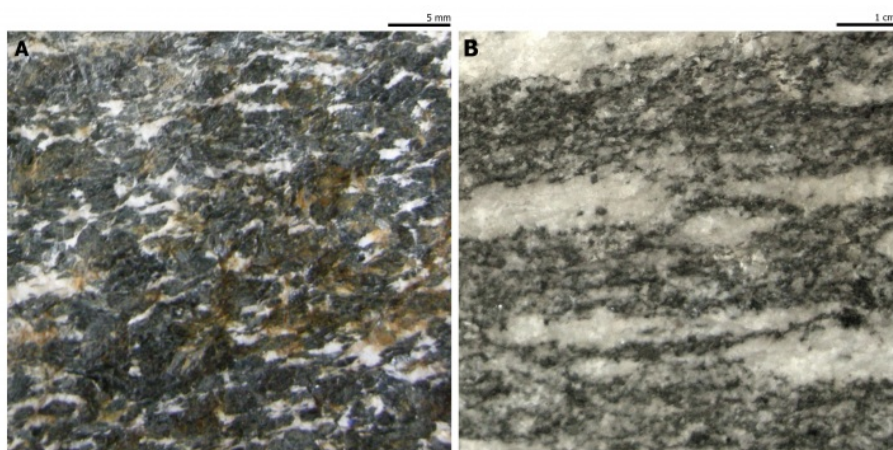
- **granoblastycznej (granomorficznej)**, gdy blasty mają pokrój izometryczny,
- **lepidoblastycznej (lepidomorficznej)**, gdy blasty mają pokrój słupowy lub jemu pokrewny, czyli igiełkowy lub pręcikowy; odmianą struktury lepidoblastycznej jest struktura fibroblastyczna, dla której charakterystyczna jest dominacja blastów o pokroju włóknistym,
- **nematoblastycznej (nematomorficznej)**, gdy blasty są pokroju płytkowego lub pokrewnego, czyli listewkowego, blaszkowego lub łusczkowego.

Struktury te znajdują zastosowanie głównie w opisach skał metamorfizmu regionalnego (zob. [Rodzaje metamorfizmu](#)), [42].



Rysunek 267: Struktura: A: granoblastyczna, B: nematoblastyczna, C: lepidoblastyczna.

W przypadku metamorficznych skał polimineralnych, w których dominująca masa składa się ze składników o różnych pokrojach, wydziela się struktury mieszane (Rys. 268), np. granolepidoblastyczne, granonematoblastyczne, lepidogranoblastyczne, przy czym przedrostek będący pierwszym członem sugeruje dominację składnika o danym pokroju w skale [253].

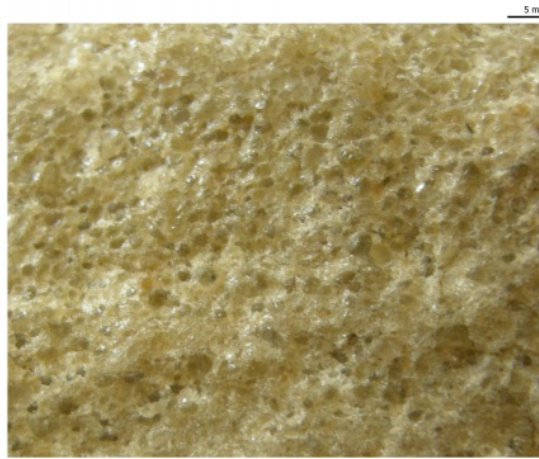


Rysunek 268: Struktury mieszane: A: struktura nematogranoblastyczna, B: granolepidoblastyczna.

W skałach dynamometamorfizmu (zob. [Skały dynamometamorfizmu](#)), dla których charakterystyczne są deformacje nieciągłe, wyróżniane są struktury kataklazowe i mylonityczne [42], [253], [43], [41]. Struktura kataklazowa to typ struktury zbrekcjowanej, określa skałę składającą się z ostrokrawędzistych klastów, znajdujących się w otoczeniu drobnoziarnistego, rozartego materiału, a mylonityczna odnosi się do skał składających się z drobnoziarnistego, rozartego materiału, w którym znajdują się porfiroblasty.

Ze struktur specjalnych w skałach metamorficznych występuje struktura poikiloblastyczna, charakteryzująca się występowaniem nieregularnych wrostków minerału w obrębie większych blastów innego minerału.

Powyższe struktury są formowane podczas przeobrażenia protolitu i są efektem jego przebudowy wewnętrznej. W niektórych skałach metamorficznych, zwłaszcza w tych formowanych przy stosunkowo niewysokich wartościach temperatur i/lub ciśnień, mogą zostać zachowane pozostałości pierwotnych struktur protolitu. Należą one do grupy **struktur reliktowych**. Do ich określenia stosuje się nazwy oryginalnych struktur protolitu, które poprzedza się przedrostkiem blasto. W skałach metamorficznych najczęściej występują relikty profiroklastów i takie struktury nazywane są blastoporfirowymi lub zachowuje się morfologia większych ziarn psefitowych i wówczas występują struktury blastopsefitowe (Rys. 269), [42], [44].

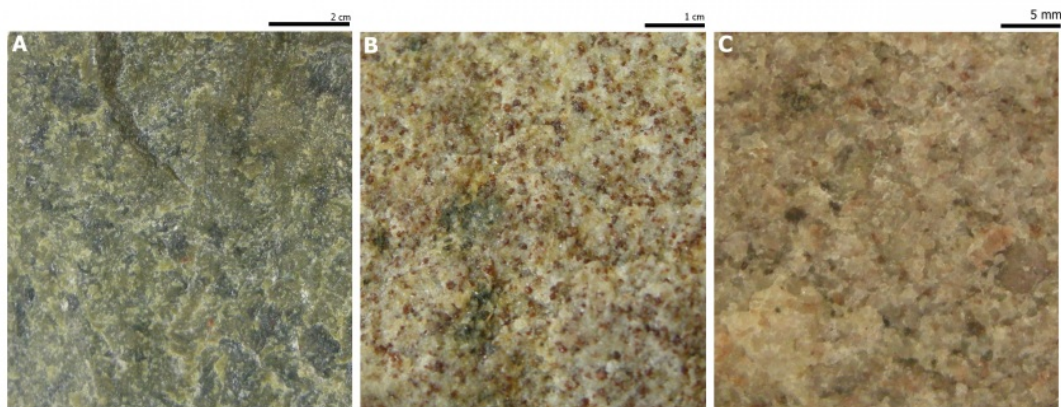


Rysunek 269: Struktura blastopsefitowa.

Tekstury skał metamorficznych

Tekstury w skałach metamorficznych charakteryzują rozmieszczenie składników w skale.

Przy braku uporządkowania blastów wyróżniane są **tekstury bezładne (bezkierunkowe)** (Rys. 270). Tworzą się one w skałach metamorfizowanych przy istotnym wpływie ciśnienia statycznego, zwykle w warunkach głębokiego pograżenia litosferycznego (zob. Czynniki metamorfizmu).



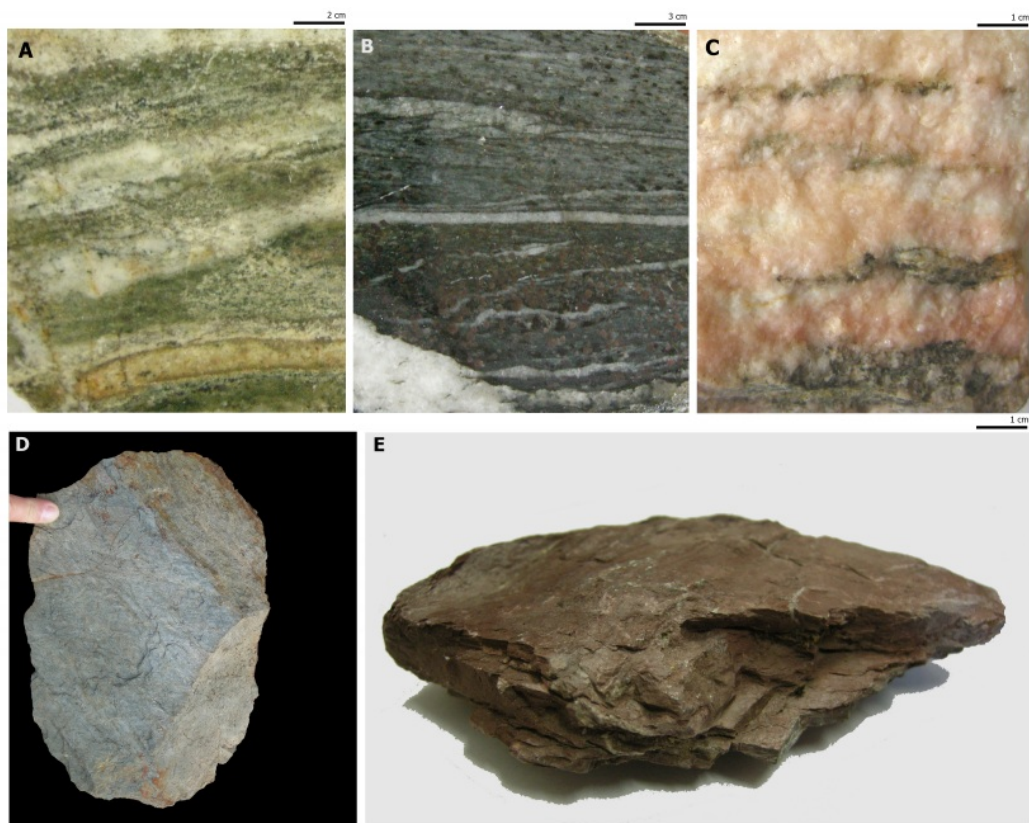
Rysunek 270: Tekstury bezładne. A: w serpentynie, B: w granulicie, C: w kwarcycie.

Konfiguracja geometryczna blastów w skale metamorficznej jest podstawą wyróżnienia grupy **tekstur kierunkowych (uporządkowanych)** (Rys. 271). Jest ona efektem przebudowy wewnętrznej protolitu pod wpływem stresu (ciśnienia kierunkowego). Rozkład blastów jest zwykle uporządkowaniem równoległym względem jednego określonego kierunku, prostopadłego do kierunku działania stresu.

W obrębie tekstur kierunkowych wyróżniane są:

- **tekstury linijne, tzw. lineacja**, w której blasty o pokrojach wydłużonych (stupowych, listewkowych) ułożone są równolegle względem swoich dłuższych osi,
- **tekstury płaskorównoległe** (planarne), w których występuje zgodna orientacja indywidualnych lub zgrupowanych składników względem płaszczyzny, do tej kategorii zaliczana jest foliacja i laminacja.

Laminacja charakteryzuje teksturę, gdzie w układzie równoległym występują, wzajemnie przekładające się, cienkie warstewki o zróżnicowanym składzie mineralnym (Rys. 271A, B, C), [42], [44]. **Foliację** charakteryzuje równoległe rozmieszczenie blastów o pokrojach płaskich (płytkowych, blaszkowych, tuseczkowych) (Rys. 271D, E), (zob. Pokrój minerałów i forma skupień), [42]. Foliacja ma różne stopnie wyrazistości. Gdy jest ona dobrze wykształcona, skała metamorficzna uzyskuje charakterystyczną oddzielność, która uwiadcza się przez pękanie skały pod wpływem nacisku mechanicznego wzdłuż równoległych powierzchni teksturalnych. Wówczas wyróżniana jest **tekstura łupkowa** (Rys. 271E), [43], [41].



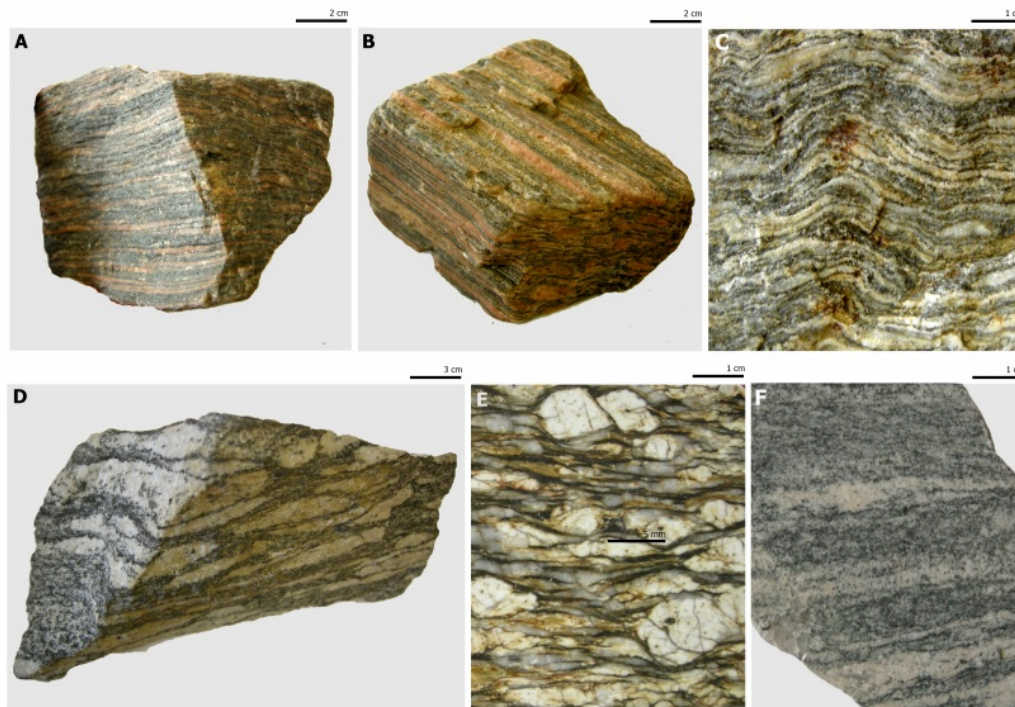
Rysunek 271: Tekstury kierunkowe. A-C: laminacja, D: foliacja, E: tekstura łupkowa.

Szczególną odmianą laminacji jest **tekstura gnejsowa** (Rys. 272), [253], w której laminy skaleniowo-kwarcowe przekładane są laminami z dominacją łuszczyków i amfiboli [43]. Ze względu na dużą różnorodność wykształcenia, jest ona dzielona na: tekstury równe i nierówne. Do tekstur równych należą:

- tekstura stojowa, o wyraźnie wyodrębnionych, płaskich, równoległych i podobnej grubości laminach mineralnych,
- tekstura prętowa i ołówkowa, gdzie wyraźnie wyodrębnione koncentracje minerałów występują w formie prostych, o podobnej grubości i równolegle rozmieszczonych wąskich listewek lub prętów,
- tekstura smużysta, gdy koncentracje mineralne występują w formie rozmytych, nieostrych i obocznie wyklinowujących się, równoległych lamin.

Do tekstur gnejsowych nierównych należą:

- tekstura falista, gdy laminy mineralne są powyginane sinusoidalnie; w strefach przegubowych może dochodzić do wzrostu grubości lamin,
- tekstura soczewkowa, gdy grubość lamin jasnych zmienia się obocznie i wyodrębiają się wydłużone centra mineralne w formie soczewek, które obleczone są laminami innych minerałów, o przebiegu dostosowanym do powierzchni soczewek (ciągłość pomiędzy soczewkami zostaje zachowana lub zostaje przerwana),
- tekstura oczkowa, gdy w skale występują izolowane, czyli bez łączności laminarnej, centra mineralne nazywane oczkami; mogą je tworzyć zespoły blastów lub pojedyncze porfiroblasty.



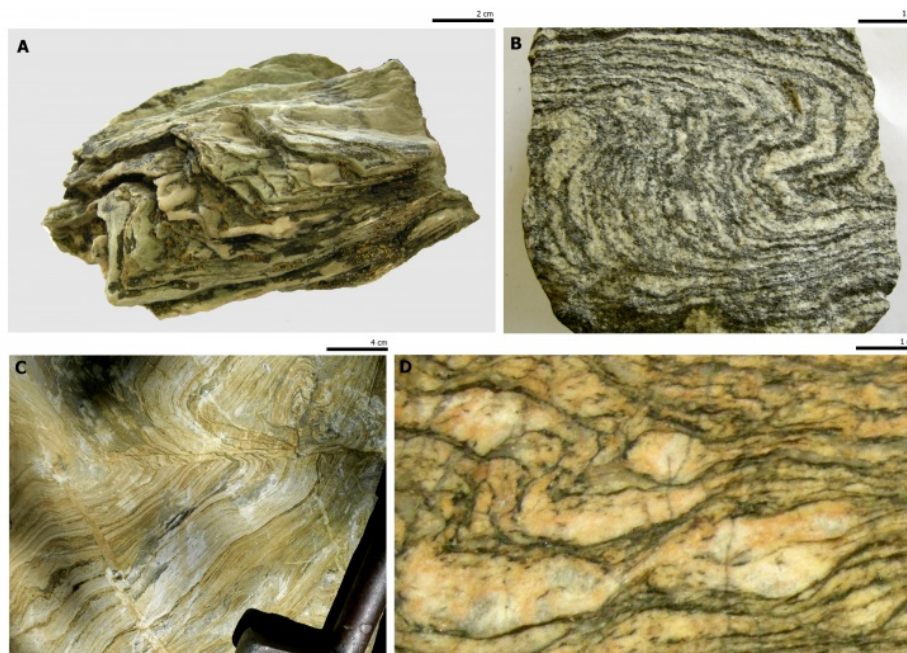
Rysunek 272: Tekstury gnejsowe. A: słojowa, B: ołówkowa, C: falista, D: soczewkowa, E: oczkowa, F: smużysta.

Jeśli w skałach metamorficznych zachowały się pierwotne cechy teksturalne protolitów wówczas, podobnie jak w przypadku struktur, wyróżniane są **tekstury reliktowe**. Najczęściej występują pozostałości po laminacjach ze skał osadowych lub strukturach fluidalnych skał magmowych.

INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 26: Deformacje fałdowe

Skały metamorficzne, zwłaszcza formowane pod wpływem silnego stresu, bywają zniekształcone ([Rys. 273](#)). Zaburzenia deformacyjne mają charakter ciągły i nieciągły. W skałach laminowanych pakiety mineralne są deformowane względem indywidulanych kompetencji. Laminy wykazujące większą podatność podlegają deformacjom plastycznym, laminy o mniejszej podatności wykazują mniejsze zaawansowanie w strukturach odkształceń lub ulegają defragmentacji. Takie porozrywane pakiety w skałce metamorficznej znajdujące się w otoczeniu utworów o plastycznych deformacjach nazywane są **budinażem metamorficznym**.



Rysunek 273: Deformacje w skałach metamorficznych. A-D: załadowania, D: fałdy przecięte deformacją nieciągłą, E: słabo zaawansowany budinaż.

Minerały protolitów

Minerały wstępujące w protolitach wykazują różne właściwości mechaniczne i chemiczne na działalność czynników metamorfizmu. Główne minerały skałotwórcze można podzielić na dwa rodzaje:

- **minerały niestabilne (nietrwałe)**, czyli takie, które w procesie metamorfizmu ulegają rozpadowi i nie zachowują się, a składniki z ich dekompozycji wchodzi w struktury innych minerałów; do tej grupy zaliczane są m.in. oliwiny, skaleniewce, minerały ilaste, ewaporaty, tlenki i wodorotlenki żelaza i glinu,
- **minerały stabilne (trwałe)**, czyli odporne na działalność ciśnienia i temperatury, w skałach metamorficznych zachowują się w formie odziedziczonej po protolicie lub ulegają rekryształizacji, ich destrukcja związana jest z upłynnieniem i zachodzi dopiero w warunkach ultrametamorfizmu lub magmatyzmu; do takich minerałów zaliczane są np. kwarc, cyrkon, albit, muskowit, biotyt, hornblenda.

W niektórych minerałach zachodzi częściowa przebudowa struktury kryształów i powstają formy pokrewne z tej samej grupy mineralnej, które cechuje stabilność ciśnieniowo-temperaturowa. Należą tu minerały z grupy węglanów, przechodzące w trwałe kalcyt, czy skalenie wapniowe ulegające transformacji w formy bogatsze w sód. W tym przypadku stabilność mineralna może być rozpatrywana w obrębie grup minerałów. Niektóre minerały, np. granat lub muskowit, w skałach metamorficznych mogą przechodzić z protolitów lub powstawać na drodze blastazy.

Poddane metamorfizmowi główne minerały skał magmowych i osadowych zachowują się następująco:

Minerały z grupy krzemionki

Minerały z grupy krzemionki w skałach metamorficznych reprezentowane są wyłącznie przez **kwarc** (Rys. 274A, B) (wyjątkiem są skały powstające w wyniku metamorfizmu szokowego, w których może powstać stiszowit czy koezyt) (zob. Kwarc), [42], [46]. Uwodnione formy krzemionki, czyli opal i chalcedon, ulegają odwodnieniu i przechodzą w kwarc [249]. W temperaturach powyżej 573°C kwarc β podlega transformacji w wysokotemperaturową odmianę kwarcu α .

Kwarc jest typowym składnikiem skał metamorficznych dziedziczonym po protolicie. Jego ilość zależy od ilości minerałów z grupy krzemionki obecnych w skale wyjściowej. Wśród skał metamorficznych występują odmiany kwarcowe mono- lub prawie monomineralne nazywane kwarcytami (zob. Skały metamorfizmu regionalnego), [43]. Powszechne są skały oligomiktyczne, tj. fylity, gnejsy, granulity i niektóre odmiany tupków, gdzie kwarc należy do głównych składników (zob. ((Skały niskich ciśnień i temperatur (facja zieleńcowa i zeolitowa))), Skały średnich ciśnień i temperatur (facja amfibolitowa), Skały wysokich ciśnień i temperatur (facja granulitowa i eklogitowa)). W wielu typach skał metamorficznych jest minerałem pobocznym lub akcesorycznym. W odmianach oligomineralnych tworzy często indywidualne nagromadzenia w formie gniazd lub soczewek. Powszechnie występuje również jako minerał wypełniający żyły.

Skalenie

Skalenie (Rys. 274A, C) to grupa minerałów, która jest dziedziczona po protolicie (zob. Skalenie). Do minerałów stabilnych należą plagioklasy kwaśne. Są one reprezentowane głównie przez albit i oligoklaz, czyli odmiany zasobne w sód. Plagioklasy wapniowe

są nietrwałe i przechodzą w skalenie sodowe lub ulegają transformacji w epidoty, zoisyty i klinozoisyty (zob. [Minerały z grupy epidotu](#)), czyli krzemiany glinu i wapnia [253]. Skalenie potasowe zachowują się w warunkach podwyższonych temperatur oraz ciśnień. Często występującym w skałach metamorficznych jest, biało lub szaro zabarwiony, **mikroklin** [42]. Krystalizuje on w układzie trójskośnym, w przeciwieństwie od innych skałeni potasowych, które krystalizują w układzie jednoskośnym [43], [46]. Skalenie są minerałami akcesorycznymi lub pobocznymi w wielu skałach metamorficznych. Jako jeden z głównych składników występują w granulitach i gnejsach (zob. ((Skały średnich ciśnień i temperatur (facja amfibolitowa))), [Skały wysokich ciśnień i temperatur \(facja granulitowa i eklogitowa\)](#)).

Miki (łyśczyki)

Miki ([Rys. 274A, C, D](#)) są typowym składnikiem wielu typów skał metamorficznych, zwłaszcza skał powstających w warunkach niskotemperaturowych i niskociśnieniowych. Są dziedziczone jako minerały stabilne z protolitów, głównie magmowych, lub są efektem transformacji minerałów ilastych. Powszechnie występują muskowit, biotyt (zob. [Miki](#)) oraz **sercyt** [253], [42], [249], który jest drobnouśteczkową odmianą mik o charakterystycznej barwie szaro-srebrzystej lub zielonkavo-srebrzystej. Zwykle jest obecny w skałach niskiego stopnia metamorfizmu regionalnego [43], [42] oraz w niektórych typach skał osadowych. Łyśczyki są głównym, również mogą być dominującym, składnikiem łupków mikowych, powszechne są w gnejsach (zob. [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#), [Skały średnich ciśnień i temperatur \(facja amfibolitowa\)](#)) i jako minerały akcesoryczne występują w wielu różnych odmianach skał metamorficznych.



Rysunek 274: Minerały stabilne w skałach metamorficznych. A: kwarc (Q), skaień (Sk), biotyt (Bt) w gnejsie, B: kwarcowa żyłka ptygmatytowa w amfibolicie, C: skaień (Sk) i biotyt (Bt) w łupku łyśczykowym, D: muskowit (w łupku łyśczykowym).

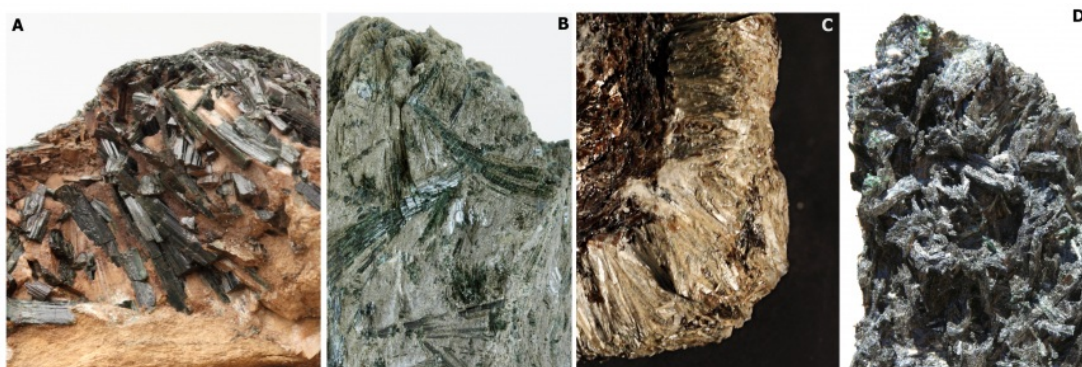
Amfibole

Amfibole należą do minerałów stabilnych i neogenicznych. W skałach metamorficznych powszechnie występuje hornblenda (zob. [Amfibole](#)). Często są również inne formy, tj. glaukofan, antofyllit oraz minerały z szeregu aktynolitu (Mg-Fe szereg amfiboli wapniowych) ([Tabela 24](#)), ([Rys. 275](#)), z których zwykle występuje tremolit [42], [253], [43], [46].

Tabela 24: Cechy chemiczne i fizyczne wybranych amfiboli.

	TREMOLIT	GLAUKOFAN	ANTOFYLLIT
Skład chemiczny	zasadowy krzemian Ca i Mg	krzemian Li, Mg, Fe i Al	zasadowy krzemian Mg i Fe
Pokrój kryształu	stłupowy, w różnych odmianach od igiełkowego do pręcikowego	stłupowy, w różnych odmianach od igiełkowego do pręcikowego	stłupowy, w różnych odmianach od igiełkowego do pręcikowego
Układ krystalograficzny	jednoskośny	jednoskośny	rombowy
Twardość w skali Mohsa	5,0-6,0	6,0	5,0-5,5
Łupliwość	doskonała w dwóch kierunkach	doskonała w dwóch kierunkach	doskonała w dwóch kierunkach
Gęstość	3,02-3,44 g/cm ³	3,08-3,30 g/cm ³	2,90-3,20 g/cm ³
Barwa	biała, jasnoszara, jasnozielonkawa, rzadziej różowawa lub niebieskawa	niebieska, szaroniebieska	brunatnozielona, biała, szara, niebieskoszara, jasnozielonkawa
Rysa	biała	biała, jasnoszara	biała, jasnoszara
Połysk	szklisty, jedwabisty	szklisty	szklisty, perłowy, tłusty
Inne	-	pleochroizm w kolorystyce niebieskiej i zielonej	sprężystość

Amfibolie są głównym składnikiem łupków w facji zieleńcowej, których rodzaj amfibolu uwzględniony jest w nazwie skały, np. łupki aktynowitowe, tremolitowe czy antofyllitowe (zob. [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#)). Z wymienionych amfiboli, tremolit należy do minerałów powszechnie spotykanych, występuje w skałach metamorfizmu regionalnego oraz kontaktowego. Glaukofan jest charakterystyczny dla łupków glaukofanowych, które powstają przy zaangażowaniu wysokich ciśnień (zob. [Skały wysokich ciśnień \(facja glaukofanowa\)](#)).



Rysunek 275: Amfibole. A-B: aktynowit, C: antofyllit, D: glaukofan. Fot. Marek Łodziński. Wykorzystano za zgodą autora.

Pirokseny

Pirokseny należą do minerałów stabilnych. Obok piroksenów znanych ze skał magmowych (zob. [Pirokseny](#)), w skałach metamorficznych powszechny jest **omfacyt** o charakterystycznym zielonym zabarwieniu [43]. Jest jednym z głównych minerałów eklogitów (zob. [Skały wysokich ciśnień i temperatur \(facja granulitowa i eklogitowa\)](#)).

Minerały poboczne i akcesoryczne skał magmowych

Minerały poboczne i akcesoryczne ze skał magmowych są w części dziedziczone z protolitów i przechodzą do skał metamorficznych. Najczęściej są to: spinele, cyrkon, granat ([Rys. 276](#)), turmalin, ilmenit, tytanit, apatyt i monacyt (zob. [Minerały poboczne i akcesoryczne](#)).

Węglany

Węglany w skałach metamorficznych reprezentowane są głównie przez kalcyt [253], który jest odmianą trwałą w warunkach wysokich ciśnień i temperatur. W facji zieleńcowej zachowują się syderyt i dolomit, które przy wzroście parametrów temperaturowych przechodzą w stabilny kalcyt. Węglany są składnikiem dziedziczonym po protolicie. Budują skały mono- lub prawie monomineralne zwane marmurami (zob. [Skały metamorfizmu regionalnego](#)), ale występują również w innych odmianach skał metamorficznych, jako składnik poboczny lub akcesoryczny.

Substancja organiczna

Węgiel pochodzenia osadowego, występujący w materii organicznej, w warunkach metamorfizmu ulega zachowaniu i transformacji w grafit.

Minerały niestabilne

Do minerałów, które nie przechodzą z protolitów do skał metamorficznych i ulegają rozpadowi w warunkach podwyższonych temperatur i ciśnienia należą [253], [249], [44]:

- **oliwiny**, z których substancje wchodzi w skład minerałów grupy serpentynu i chlorytów,
- **skaleniwce** przechodzą głównie w serpentyny i chloryty,
- **minerały ilaste** generalnie ulegają przeobrażeniu w miki; natomiast glaukonit, który jest minerałem ilastym wzbogaconym w żelazo, ulega transformacji w epidoty i/lub chloryty,
- **ewaporaty**, czyli minerały siarczanowe i chlorkowe, ulegają rozpadowi, ich składniki wchodzi w skład różnych minerałów neogenicznych, np. chlor czy fluor są wbudowywane w struktury neogenicznych tyszczków, granatów, fosforanów.

INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 27: Granaty

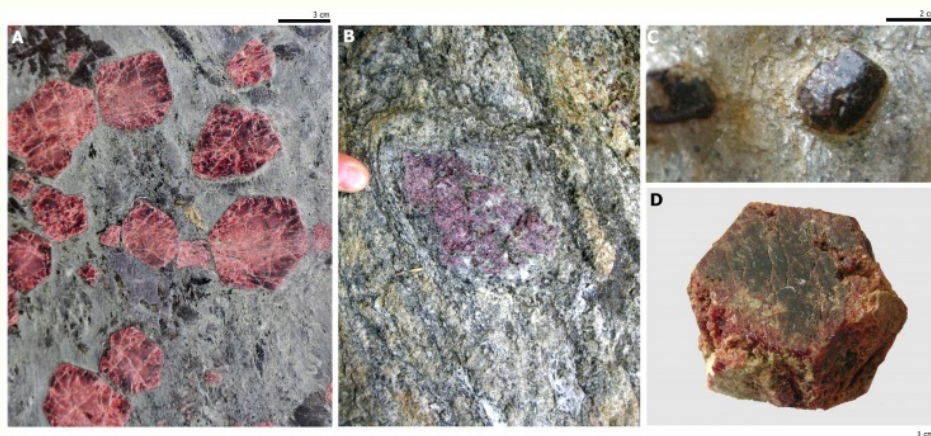
Charakterystycznym składnikiem skał metamorficznych są granaty. To duża grupa minerałów tworząca szeregi o różnym składzie chemicznym, często zmieniającym się w obrębie jednego blastu. Występują jako składniki głównie skał, np. eklogitów i granulitów (zob. [Skały wysokich ciśnień i temperatur \(facja granulitowa i eklogitowa\)](#)) lub poboczne i akcesoryczne, w różnych odmianach łupków, w skarnach, gnejsach i wielu innych skałach [43], [46].

Tabela 25: Cechy chemiczne i fizyczne granatów.

Skład chemiczny	krzemiany Ca, Mg, Fe, Mn, Al, Cr
Pokrój kryształu	izometryczny
Układ krystalograficzny	regularny
Twardość w skali Mohsa	6,5-7,5
Przetam	nierówny, muszlowy, zadziorowaty
Gęstość	3,4-4,6 g/cm ³
Barwa	zabarwione na różne kolory, najczęściej są czerwone, rzadziej zielone lub czarne
Rysa	biała
Potysk	szklisty

Granaty są składnikami wyróżniającymi się w skałach metamorficznych, gdyż często występują w formie automorficznych profiroblastów ([Rys. 276](#)). Kontrastują z tłem skalnym, nie tylko wielkością, ale i wyrazistym kolorem. Powszechnie spotykane są granaty zabarwione na czerwono np. pirop i almandyn.

Granaty przechodzą do skał metamorficznych z protolitów magmowych, również krystalizują w procesie metamorfizmu, jako składniki syngenetyczne. Tworzą się również w procesach magmatycznych.



Rysunek 276: Granaty. A, C: w łupkach, B: w gnejsie, D: kryształ granatu.

Granaty należą do minerałów odpornych na czynniki wietrzeniowe w środowiskach sedymentacyjnych i wchodzi wielokrotnie w cykle osadowe.

Obecność rozpoznawalnych makroskopowo profiroblastów granatów zwykle jest zaznaczona w nazwie skały przez dodanie określenia - z granatami (nie stosuje się tego w granulitach i eklogitach).

Informacja dodatkowa 28: Stabilność minerałów

Do minerałów niestabilnych należą głównie minerały powstające w warunkach niskotemperaturowych, zalicza się tutaj minerały autogeniczne skał osadowych. Z kolei większość minerałów skał magmowych, które formowane są przez krystalizację w gorących stopach to minerały stabilne. Wyjątkiem są nietrwałe oliwiny, które krystalizują temperaturach $110^{\circ} - 900^{\circ}C$ oraz skalenieowce krystalizujące w $100^{\circ} - 800^{\circ}C$.

Andaluzyt, kyanit, sillimanit

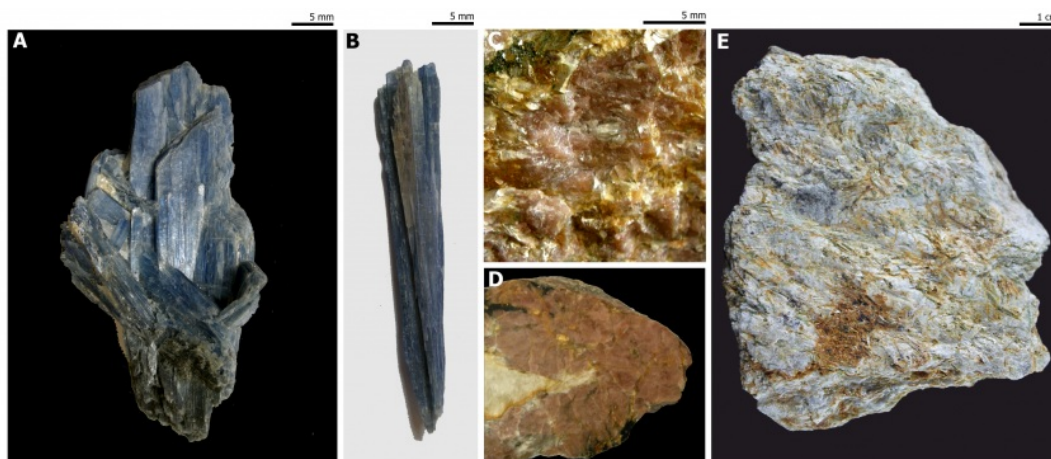
To grupa minerałów stanowiąca odmiany polimorficzne substancji Al_2SiO_5 (zob. [Budowa wewnętrzna i postać minerałów](#)), [250].

Tabela 26: Cechy chemiczne o fizyczne andaluzytu, sillimanitu i kyanitu.

	ANDALUZYT	KYANIT	SILLIMANIT
Pokrój kryształu	słupowy, w różnych odmianach od grubosłupowego do pręcikowego	tabliczkowy, listewkowy, słupowy	słupowy, w odmianach od pręcikowego do włóknistego
Układ krystalograficzny	rombowy	trójskośny	rombowy
Twardość w skali Mohsa	7,5	4,0-7,0	6,0-7,0
Łupliwość	dobra w dwóch kierunkach	doskonała w dwóch kierunkach	dokonana w jednym kierunku
Gęstość	3,12–3,2 g/cm ³	3,56 -3,68 g/cm ³	3,25 g/cm ³
Barwa	zróżnicowana, jasnoszara z odcieniem różowawym, brunatna, biała, zielona	niebieska w różnych odcieniach, biała, szarawa, zielonkawa	zróżnicowana, biała lub szara, brunatnawa i zielonawa
Rysa	biała	biała	biała
Połysk	szklisty	szklisty	szklisty

Kyanit (Rys. 277A, B) to minerał powstający w warunkach bardzo wysokich ciśnień [253]. Występuje w skałach facji amfibolitowej, granulitowej i eklogitowej, jako komponent łupków mikowych, amfibolitów oraz eklogitów (zob. [Skały średnich ciśnień i temperatur \(facja amfibolitowa\)](#), [Skały wysokich ciśnień i temperatur \(facja granulitowa i eklogitowa\)](#), [43]. Inna nazwa, używana zamiennie z kyanitem, to cjanit, znacząca niebieski, podkreśla ona charakterystyczną barwę tego minerału. W literaturze z ubiegłego wieku używana jeszcze była nazwa dysten [44]. Ta nazwa nawiązywała do jego charakterystycznej cechy fizycznej. Określenie „dysten” (dis = podwójnie oraz sthenos = siła, moc) podkreśla anizotropię twardości, która u kyanitu ma różne wartości, w zależności od kierunku jej badania. Wzdłuż kryształów kyanit wykazuje twardość 4-4,5 w skali Mohsa, analizowana ona w poprzek długości wynosi 6,5-7 w skali Mohsa (Tabela 26).

Kyanit jest podatny na procesy wietrzenia i nie jest powszechny w środowiskach sedymentacyjnych [43].



Rysunek 277: A-B: kyanit, C-D: andaluzyt, E: sillimanit. A-D: fot. – archiwum aut. ; E: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Sillimanit i andaluzyt (Rys. 277C, D, E) to minerały wysokotemperaturowe [249], [51], charakterystyczne dla metamorfizmu kontaktowego, dla facji hornfelsowej oraz amfibolitowej, granulitowej i eklogitowej (zob. [Skały metamorfizmu kontaktowego](#), [Skały średnich ciśnień i temperatur \(facja amfibolitowa\)](#), [Skały wysokich ciśnień i temperatur \(facja granulitowa i eklogitowa\)](#), [43], [46].

W skałach metamorficznych występują głównie jako minerały poboczne lub akcesoryczne [42]. Są odporne na procesy wietrzeniowe i przechodzą do środowisk osadowych, gdzie spotykane są jako ziarna w utworach klastycznych [249].

Talk i grafit

Talk

Talk (Rys. 278B) to minerał charakterystyczny dla stref niskiego metamorfizmu (zob. [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#)), [249], [250].

Tabela 27: Cechy chemiczne i fizyczne talku.

Skład chemiczny	zasadowy krzemian Mg
Pokrój kryształu	blaszkowy, łuseczkowy
Układ krystalograficzny	jednoskośny
Twardość w skali Mohsa	1,0
Łupliwość	doskonała w 1 kierunku
Gęstość	2,58–2,83 g/cm ³
Barwa	srebrzysto-biała, srebrzysto-zielonkawa, jasnoszara
Rysa	biała
Połysk	tłusty, perłowy
Inne	tłusty w dotyku, podatny na struganie, giętki, wykazuje lekką sprężystość

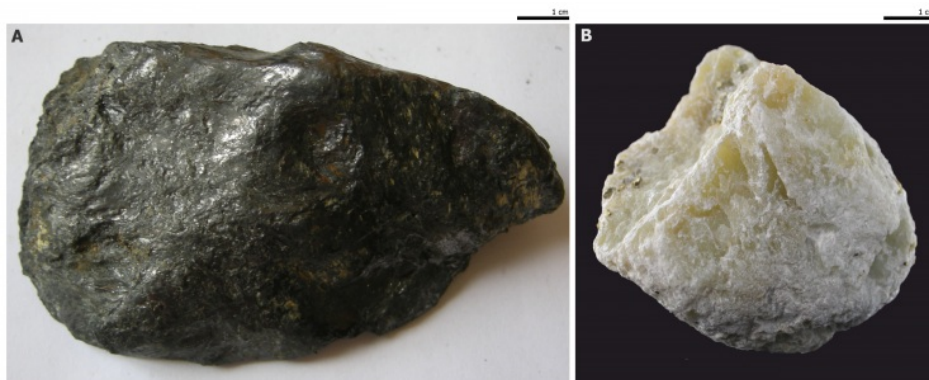
Należy do minerałów wybitnie miękkich, ulega zarysowaniu paznokciem. Jest minerałem wskaźnikowym w skali Mohsa, który definiuje najniższy stopień twardości, oznaczony wartością 1 (Tabela 27), (zob. [Właściwości fizyczne minerałów](#)). Poza twardością, talk wyróżnia charakterystyczny połysk oraz odczucie tłustości w dotyku [46]. Zwykle występuje w skupieniach zbitych, pojedyncze kryształy nie są częste. Jest dominującym składnikiem łupków talkowych, powstających w facji zieleńcowej (zob. [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#)), [43], [250].

Grafit

Grafit (Rys. 278A) należy do gromady pierwiastków rodzimych (zob. [Minerały](#)). Zwykle występuje w skupieniach zbitych, pojedyncze kryształy nie są częste. Jego nazwa pochodzi od słowa pisać, nawiązuje do łatwo uzyskiwanej barwnej rysy minerału. Grafit jest produktem metamorfizmu regionalnego i kontaktowego (zob. [Rodzaje metamorfizmu](#)), [51] lub związany jest z krystalizacją stopów reszkowych [46]. Jest charakterystycznym składnikiem łupków grafitowych (zob. [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#)). Występuje powszechnie jako minerał poboczny lub akcesoryczny w innych odmianach skał metamorficznych [249]. Znany jest również z meteorytów [42], [43].

Tabela 28: Cechy fizyczne i chemiczne grafitu.

Skład chemiczny	węgiel
Pokrój kryształu	blaszkowy, łuseczkowy
Układ krystalograficzny	heksagonalny (rzadziej trygonalny)
Twardość w skali Mohsa	1,0-1,5
Łupliwość	doskonała w 1 kierunku
Gęstość	2,09–2,23 g/cm ³
Barwa	ciemnoszara, szaro-srebrzysta, czarna, stalowoszara
Rysa	czarna, szaro-czarna
Połysk	półmetaliczny, matowy
Inne	tłusty w dotyku, brudzi palce, giętki, krajalny, przewodnictwo cieplne i elektryczne



Rysunek 278: A: grafit, B: talk.

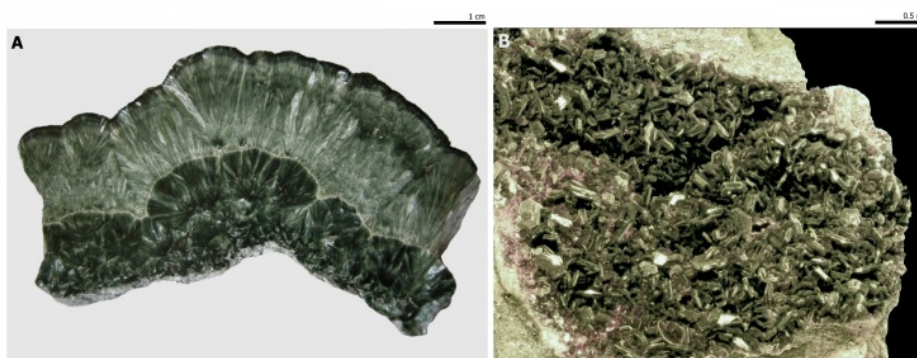
Chloryty

Chloryty (Rys. 279) to powszechne minerały w wielu skałach metamorfizmu regionalnego oraz metamorfizmu kontaktowego (zob. [Skały metamorfizmu regionalnego](#), [Skały metamorfizmu kontaktowego](#)). Najczęściej występuje **pennin** i **klinochlor** [249], [250], [46].

Tabela 29: Cechy chemiczne i fizyczne chlorytu.

Skład chemiczny	zasadowy glinokrzemian Mg, Fe, Al i innych pierwiastków
Pokrój kryształu	tabliczkowy, blaszkowy, łusczkowy
Układ krystalograficzny	jednoskośny
Twardość w skali Mohsa	2,0-3,0
Łupliwość	doskonała w 1 kierunku
Gęstość	2,5–3,4 g/cm ³
Barwa	w różnych odcieniach zielonego
Rysa	biała lub szarozielona
Połysk	perłowy, szklisto-tłustawy
Inne	giętki

Większe nagromadzenia chlorytów znajdują się w zieleńcach i łupkach metamorficznych (zob. [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#)). W innych skałach metamorficznych są minerałami pobocznymi lub akcesorycznymi. Chloryty stosunkowo rzadko tworzą duże kryształy, zwykle są kryptokrystaliczne. Poza procesami metamorficznymi, powstają z fluidów hydrotermalnych oraz jako produkt wietrzenia/przeobrażenia innych minerałów [43] lub związany z krystalizacją stopów resztkowych [46]. Nazwa chlorytów (z gr.) nawiązuje do charakterystycznego zielonego zabarwienia tego minerału.



Rysunek 279: Chloryty (A-B). A: fot. – archiwum aut. ; B: fot. Marek Łodziński. Wykorzystano za zgodą autora.

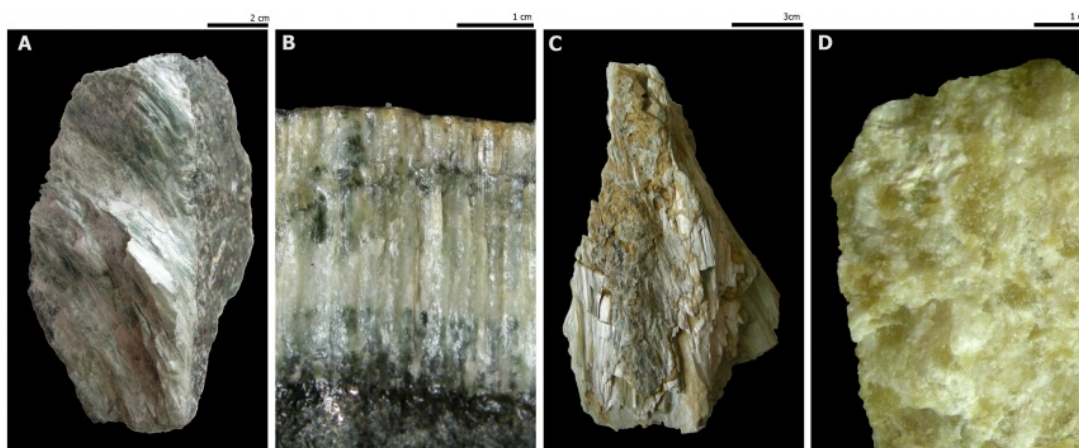
Minerały z grupy serpentynu

Powszechne minerały z grupy serpentynu to **chryzotyl**, **antygoryt**, **lizardyt** (Rys. 280). Minerały te zwykle współwystępują ze sobą, przeplatając lub przerastając się wzajemnie. To powoduje powstanie charakterystycznego efektu plamistości, który dostrzegalny jest w skałach.

Tabela 30: Cechy chemiczne i fizyczne minerałów grupy serpentynu.

Skład chemiczny	zasadowe krzemiany Mg, rzadziej Ni, Fe, Al i Mn
Pokrój kryształu	płytkowy, blaszkowy, łuseczkowy, włóknisty
Układ krystalograficzny	jednoskośny
Twardość w skali Mohsa	2,5-6,0
Łupliwość	doskonała w 1 kierunku (za wyjątkiem chryzotylu, który nie wykazuje łupliwości)
Gęstość	2,2–2,7 g/cm ³
Barwa	w różnych odcieniach zielonego, białego i szarego
Rysa	biała lub szarozielona
Połysk	szklisto-tłustawy, perłowy
Inne	chryzotyl jest giętki i sprężysty

Antygoryt i lizardyt tworzą kryształy o pokroju płytkowym (Tabela 30), (zob. Pokrój minerałów i forma skupień), [249], [250], [46]. Dla chryzotylu typowe są kryształy pokroju włóknistego, a skupiska takich kryształów nazywane są azbestem chryzotylowym [42]. Minerale z grupy serpentynu są dominującym komponentem serpentynitów, w których największy udział mają antygoryt i chryzotyl (zob. Skąły niskich ciśnień i temperatur (facja zieleńcowa i zeolitowa)), [249]. Występują jako poboczne lub akcesoryczne składniki w wielu różnych skałach metamorficznych. Mogą powstawać również w wyniku procesów hydrotermalnych i wietrzeniowych [43].



Rysunek 280: Minerale grupy serpentynu. A-B: chryzotyl, C: antygoryt, D: lizardyt.

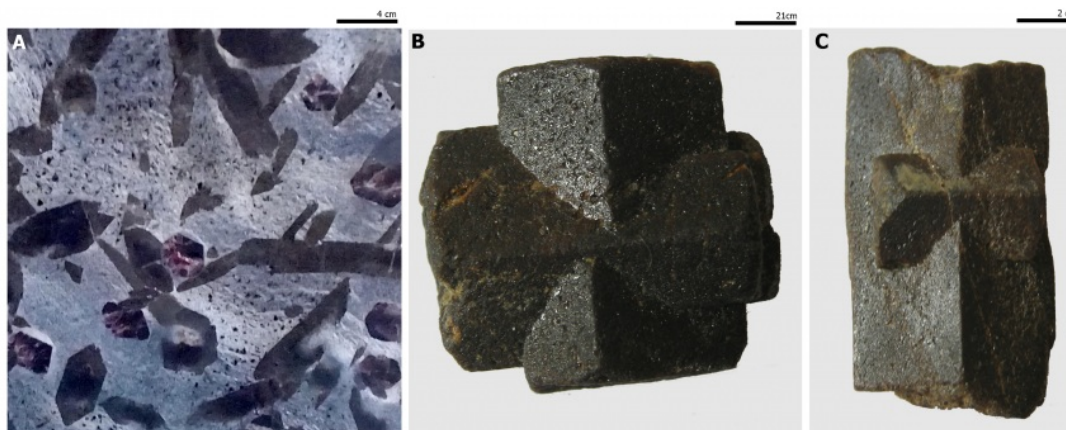
Staurolit

Staurolit (Rys. 281) jest częstym składnikiem skał metamorfizmu regionalnego (zob. Rodzaje metamorfizmu). Występuje w różnych odmianach łupków i gnejsów (zob. Skąły średnich ciśnień i temperatur (facja amfibolitowa)), zwykle jako składnik poboczny lub akcesoryczny. Rzadziej powstaje podczas przeobrażeń kontaktowych [51].

Tabela 31: Cechy chemiczne i fizyczne staurolitu.

Skład chemiczny	zasadowy krzemian Al i Fe, rzadziej Mg i Zn
Pokrój kryształu	słupowy, tabliczkowy
Układ krystalograficzny	jednoskośny
Twardość w skali Mohsa	7,0-7,5
Łupliwość	niewyraźna w 1 kierunku
Gęstość	3,74–3,83 g/cm ³
Barwa	ciemnobrunatna, brunatno-czarna
Rysa	szaro-biała
Połysk	szklisty

Nazwa staurolit (z gr.), która w tłumaczeniu znaczy kamień krzyżowy, nawiązuje do typowych form zbliźniaczeń krzyżowych (Rys. 281), (zob. Pokrój minerałów i forma skupień), które powszechnie tworzy ten minerał [249]. Jest to jedna z jego cech identyfikacyjnych [43]. Staurolit jest odporny na czynniki wietrzne i wchodzi w generacje skał osadowych [42], [46].



Rysunek 281: Staurolit. A: w łupku łyszczykowym (czarne słupy), B-C: bliźniaki krzyżowe.

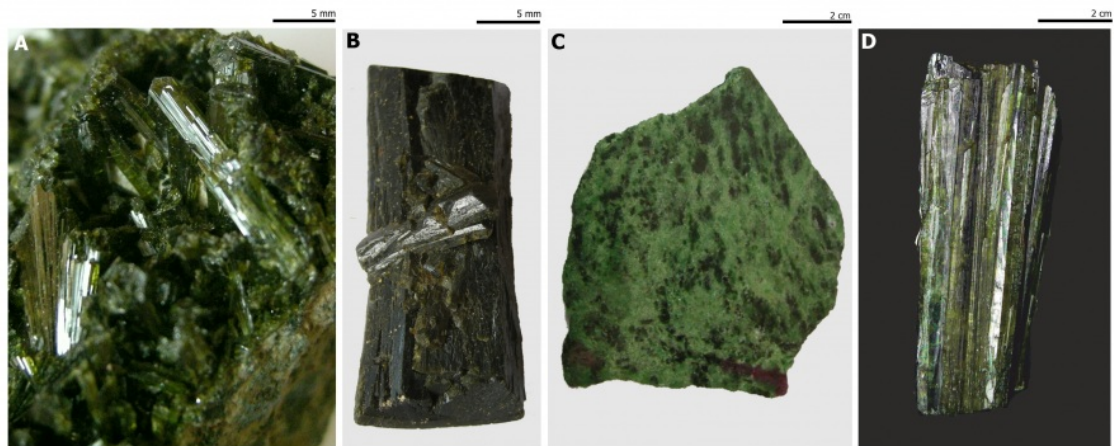
Minerały z grupy epidotu

Powszechnymi minerałami grupy epidotu, które występują w skałach metamorficznych są **epidot**, **zoisyt** i **klinozoisyt** (Rys. 282), [46].

Tabela 32: Cechy chemiczne i fizyczne minerałów grupy epidotu.

	EPIDOT	KLINOZOISYT	ZOISYT
Skład chemiczny	zasadowy krzemian Ca, Fe, Al	zasadowy krzemian Ca i Al	zasadowy krzemian Ca i Al
Pokrój kryształu	stłupowy, głównie w odmianach pręcikowych i igiełkowych	stłupowy, głównie w odmianach pręcikowych i igiełkowych oraz tabliczkowy	stłupowy
Układ krystalograficzny	jednoskośny	jednoskośny	rombowy
Twardość w skali Mohsa	6,0-7,0	6,5	6,0-6,5
Łupliwość	dobra w 1 kierunku, w 2 kierunku niewyraźna	doskonała i dobra w 2 kierunkach	doskonała
Gęstość	2,25–2,5 g/cm ³	3,21–3,38 g/cm ³	3,25–3,36 g/cm ³
Barwa	ciemnozielona, z odcieniami niebieskiego, fioletowego, brunatnego i czarnego	szara, jasnozielona, żółtawa, rzadko różowawa	występuje w wielu odmianach barwnych: szarej, brunatnej, zielonawej, różowej, niebieskiej lub jest bezbarwny
Rysa	biała lub jasnoszara	biała lub jasnoszara	biała
Połysk	szklisty	szklisty	szklisty
Inne	pleochroizm w kolorach zielonym i żółtym	-	-

Epidoty tworzą szereg izomorficzny z klinozoisytem (zob. [Budowa wewnętrzna i postać minerałów](#)). Powstają podczas przeobrażeń kontaktowych oraz metamorfizmu regionalnego [249]. Stanowią częsty składnik poboczny lub akcesoryczny zieleńców oraz łupków facji zieleńcowej i amfibolitowej (zob. [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#)), [Skały średnich ciśnień i temperatur \(facja amfibolitowa\)](#)). W łupkach epidotowo-chlorytowych należą do minerałów głównych (zob. [Skały niskich ciśnień i temperatur \(facja zieleńcowa i zeolitowa\)](#)). Krystalizacja epidotu może być związana również z procesami hydrotermalnymi.



Rysunek 282: A-B: epidot, C: zoisyt, D: klinozoisyt.

Zoisyt i klinozoisyt stanowią odmiany polimorficzne krzemianów glinowo-wapniowych [249], [250]. Klinozoisyt, to powszechny minerał, powstaje podczas metamorfizmu regionalnego oraz kontaktowo-metasomatycznego, również z przeobrażenia skałeni wapniowych podczas procesów hydrotermalnych. Zoisyt występuje rzadziej, zwykle jest składnikiem pobocznym lub akcesorycznym skał powstających przy wpływie bardzo wysokich ciśnień. Występuje w łupkach glaukofanowych, amfibolitach, gnejsach, granulitach i eklogitach. Powstaje również podczas metamorfizmu kontaktowo-metasomatycznego (zob. [Skały średnich ciśnień i temperatur \(facja amfibolitowa\)](#)), [Skały wysokich ciśnień i temperatur \(facja granulitowa i eklogitowa\)](#), [Skały wysokich ciśnień \(facja glaukofanowa\)](#), [43].

Kordieryt i wollastonit

Kordieryt

Kordieryt ([Rys. 283A](#)) występuje zwykle jako minerał poboczny i akcesoryczny w skałach metamorfizmu regionalnego (zob. [Skały metamorfizmu regionalnego](#)), głównie w gnejsach i łupkach oraz w skałach metamorfizmu kontaktowego (zob. [Skały metamorfizmu kontaktowego](#)), [42], [250], [46]. Jest rzadki w skałach magmowych, znajdujący jest głównie w pegmatytach [43]. Tworzy dostrzegalne makroskopowo przerosty pomiędzy indywidualnymi osobnikami. Powszechnie tworzy zbliżniaczenia polisyntetyczne.

Tabela 33: Cechy chemiczne i fizyczne kordierytu.

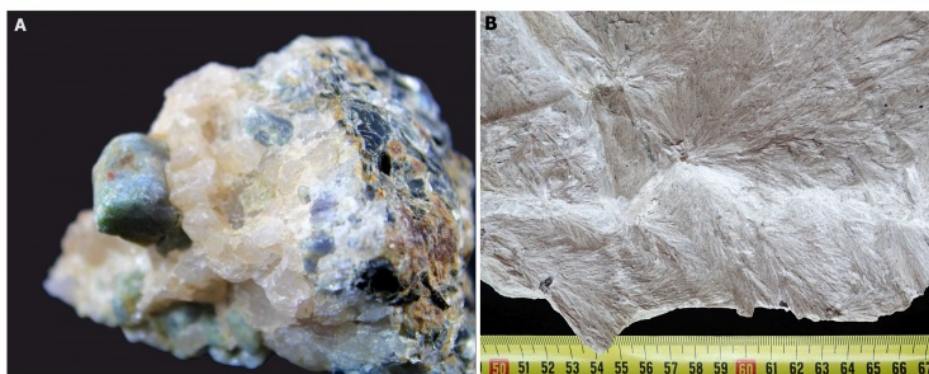
Skład chemiczny	glinokrzemian Mg i Al
Pokrój kryształu	słupowy, głównie krótkosłupowy
Układ krystalograficzny	rombowy
Twardość w skali Mohsa	7,0-7,5
Łupliwość	wyraźna w 1 kierunku, niewyraźna w 2 kierunkach
Gęstość	2,52–2,78 g/cm ³
Barwa	niebieska w różnych odcieniach, rzadko czerwona, zielonkawa, brunatna lub bezbarwny
Rysa	biała
Połysek	szklisty
Inne	pleochroizm w kolorach żółtej, niebieskiej i fioletowej

Wollastonit

Wollastonit ([Rys. 283B](#)) jest głównie produktem metamorfizmu kontaktowego lub kontaktowo-metasomatycznego (zob. [Skały metamorfizmu kontaktowego](#)) skał węglanowych [249], [43]. Powstaje w wyniku reakcji węgla wapnia z krzemionką [253]. Minerał ten tworzy zwykle białe wrostki w obrębie innych minerałów np. w kwarcu lub w agregatach chlorytowo-mikowych.

Tabela 34: Cechy chemiczne i fizyczne wollastonitu.

Skład chemiczny	krzemian Ca
Pokrój kryształu	słupowy (w odmianach pręcikowych, włóknistych), listewkowy lub blaszkowy
Układ krystalograficzny	trójskośny
Twardość w skali Mohsa	4,5-5,0
Łupliwość	w kilku kierunkach o różnym stopniu wyrazistości
Gęstość	2,85–3,09 g/cm ³
Barwa	biała, biało-szara
Rysa	biała
Połysk	szklisty, perłowy



Rysunek 283: A: kordieryt, B: wollastonit. A: fot. Krzysztof Szopa ; B: fot. Piotr Strzeboński. Wykorzystano za zgodą autorów.

Skąły metamorfizmu regionalnego

Spośród wszystkich skał metamorficznych, skały metamorfizmu regionalnego mają największy udział w budowie skorupy ziemskiej. Są wynikiem przeobrażeń wewnątrzlitosferycznych, czyli oddziaływania wysokich ciśnień i temperatur na skały występujące na określonych głębokościach w obrębie skorupy ziemskiej i górnej części płaszcza ziemskiego. Proces ten zachodzi globalnie i jego produktem są rozległe ciała skalne (zob. [Rodzaje metamorfizmu](#)).

Skały metamorfizmu regionalnego cechują zróżnicowane cechy strukturalne i teksturalne, które wykazują bezpośrednie powiązanie z typem i stopniem natężenia czynników metamorfizmu oraz składem mineralnym protolitu [41]. Zależnie od rodzaju i nasilenia czynników metamorfizmu, z jednego protolitu mogą powstawać różne odmiany skalne. Zakres zmienności warunków występujących w metamorfizmie regionalnym, będący kombinacją różnych wartości stresu, ciśnienia statycznego i temperatury, jest bardzo szeroki i obejmuje generalnie facje: zeolitową, zieleńcową, amfibolitową, granulitową, eklogitową i glaukofanową (zob. [Facje metamorficzne](#)). W każdej z facji powstają skały typowe dla określonych warunków metamorficznych, posiadające cechy swoiste, wyrażane przede wszystkim składem minerałów neogenicznych, ale i cechami teksturalno-strukturalnymi.

Skład mineralny skał przeobrażonych regionalnie zależy od składu mineralnego skał wyjściowych. Z reguły neolity zawierają nowe minerały, zwłaszcza gdy powstały z protolitów oligo- lub polimineralnych. Skały powstające z protolitów monomineralnych, zbudowanych z minerałów stabilnych, nie zmieniają podstawowego składu mineralnego, a od protolitu różnią się cechami teksturalno-strukturalnymi. Do tej grupy zaliczane są marmury oraz kwarcyty. Cechuje je unifikacja facjalna, gdyż powstają powszechnie, w różnych warunkach ciśnieniowo-temperaturowych, zatem występują w różnych facjach metamorfizmu regionalnego.

Marmury

Marmury ([Rys. 284](#)) to grupa skał węglanowych, występująca w zróżnicowanym zabarwieniu [43]. Większość marmurów to skały jasne, w kolorystyce od śnieżno-białej, przez szarą, różową, zielonkawą do skał ciemnych - ciemnoszarych i czarnych. W wielu skałach obserwowana jest horyzontalna lub wertykalna zmiana zabarwienia i wzajemne przejścia różnych odmian kolorystycznych. Ze względu na powszechność struktur faneroblastycznych, marmury bywają nazywane wapieniami krystalicznymi. Cechują je struktury granoblastyczne, homeoblastyczne od drobno- do gruboblastycznych, zwykle średnioblastyczne (zob. [Struktury skał metamorficznych](#)), [43], [254]. Przejawem faneroblastyczności jest faktura cukrowata świeżego przetłumu skały ([Rys. 284C, D, E, F](#)). Wynika ona z pęknięcia skały wzdłuż granic blastów lub wzdłuż powierzchni ich łupliwości. Powierzchnie te intensywnie połyskują. Cecha ta została podkreślona w nazwie skały, marmos po grecku znaczy skrzący. Tekstury w marmurach są zróżnicowane. Większość marmurów posiada tektury bezładne. Tekstury kierunkowe, głównie różne odmiany laminacji, występują dość powszechnie, rzadsze są odmiany łupkowe (zob. [Tekstury skał metamorficznych](#)). Podstawowym składnikiem mineralnym marmuru, stanowiącym ponad 90% skały, jest węglan, najczęściej kalcyt, rzadziej dolomit

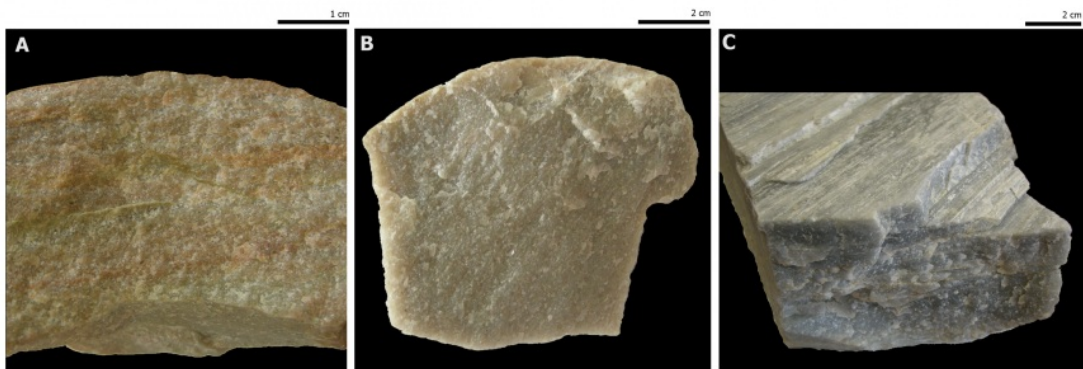
(marmury dolomityczne). Poza węglanami, marmury zawierają akcesoryczne domieszki kwarcu, skaleni, mik, chlorytów, amfiboli, piroksenów, granatów, brucytu, wollastonitu i innych minerałów skał metamorficznych [42], [44]. Marmury powstają w warunkach metamorfizmu regionalnego oraz metamorfizmu kontaktowego (zob. [Rodzaje metamorfizmu](#)). Tworzą się przez przeobrażenie skał węglanowych, głównie wapieni, ale również dolomitów i syderytów [253].



Rysunek 284: Marmury (A-G).

Kwarcyty

Kwarcyty ([Rys. 285](#)) to głównie skały jasne o zabarwieniu od białych i szarych przez różowe, czerwone. Odmiany ciemne występują rzadziej. Mają struktury homeoblastyczne, drobno- lub średnioblastyczne, grano- lub granonematoblastyczne (zob. [Struktury skał metamorficznych](#)). Cechują je głównie tekstury bezładne, tekstury kierunkowe nie są powszechne [43]. Dla odmian z wyraźną oddzielnością kierunkową używana jest nazwa łupek kwarcytowy ([Rys. 285C](#)). Oddzielność ta wynika z laminarnej koncentracji mik, wzdłuż której następuje podzielnosć skały [254]. W kwarcytach powstałych w facji zieleńcowej mogą występować struktury i tekstury reliktove (zob. [Tekstury skał metamorficznych](#)). Są to najczęściej pozostałości stratyfikacji i laminacji lub zarysy obtoczonych większych ziaren klastycznych. Kwarcyty zbudowane są z kwarcu, w ilości ponad 80% [43]. Obok niego mogą występować skaleni, miki, chloryty, węglany, epidot i inne minerały skał metamorficznych [42]. Cechy świeżych powierzchni skały przypominają cechy kryształu kwarcu (zob. [Kwarc](#)). Kwarcyty to skały twarde, odtępki kwarcytu są ostrokrawędziste. Pękają wzdłuż powierzchni nierównych, nawiązujących wyglądem do przetłumu muszlowego, na których występuje połysk tłusty. Kwarcyty powstają jako produkt metamorfizmu regionalnego oraz metamorfizmu kontaktowego z piaskowców kwarcowych oraz skał krzemionkowych [253].



Rysunek 285: A-B: kwarcyty, C: łupek kwarcytowy.

Informacja dodatkowa 29: Kwarcyty metamorficzne i osadowe

Nazwa kwarcyt odnosi się do skał mono- lub prawie monomineralnych, które zbudowane są z kwarcu. Jest ona używana w stosunku skał o genezie:

- metamorficznej, w której kryształy kwarcowe są wynikiem blastezy,
- osadowej, w której podstawowym budulcem jest spojone krzemionką drobne ziarno kwarcowe, pochodzące z wcześniejszych generacji skał osadowych (jest to odmiana silnie skorzemionkowanego piaskowca kwarcowego).

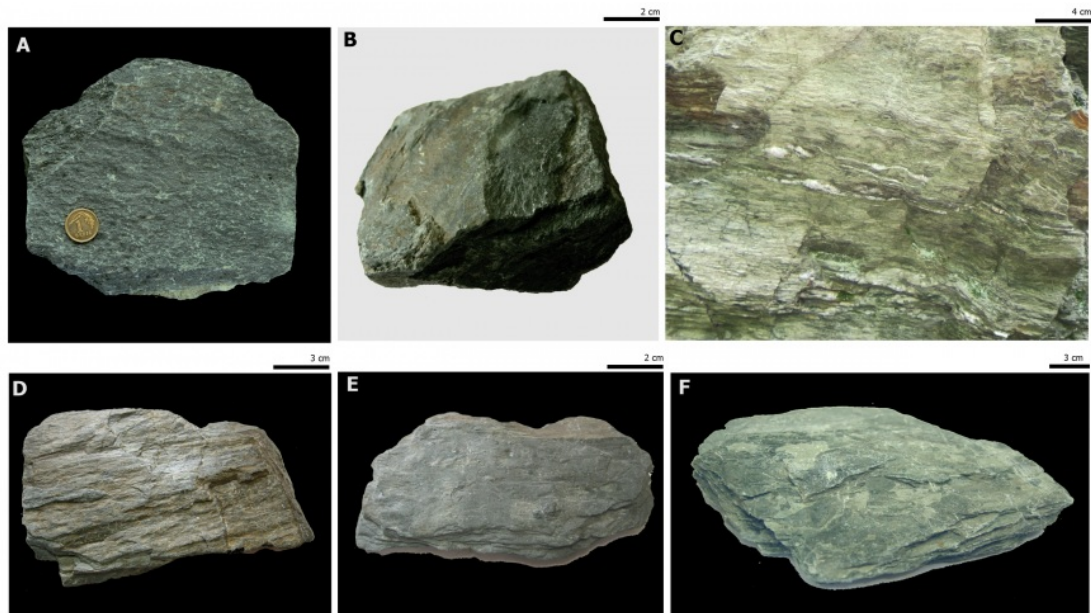
Oba typy litologiczne mają podobne cechy swoiste, są zlewne, zwarte i bardzo twarde, dzielą się wzdłuż powierzchni naśladowujących nierówne lub muszlowe powierzchnie przełamu z połyskiem tłustym, a po rozbiciu dają ostrokrawędziste fragmenty. Identyfikacja typu kwarcytu zależy od stopnia jego zlewności. Wskaźnikiem makroskopowym dla kwarcytów osadowych są laminacje oraz ziarna wykazujące obtoczenie, natomiast dla kwarcytów metamorficznych charakterystyczne są zazębiające się wzajemnie blasty kwarcu.

Skały niskich ciśnień i temperatur (facja zieleńcowa i zeolitowa)

Wpływ stresu na protolit, w facjach zieleńcowej i zeolitowej, skutkuje uformowaniem tekstur kierunkowych (zob. [Czynniki metamorfizmu](#)). W skałach niskiego metamorfizmu powszechne są foliacja i jej odmiany łupkowe (zob. [Tekstury skał metamorficznych](#)). Tekstury te bywają zniekształcone przez deformacje fałdowe. Typowe dla skał niskich ciśnień i temperatur są struktury drobnoblastyczne. Charakterystycznymi odmianami skalnymi powstającymi w facji zieleńcowej są zieleńce, fyllity, serpentyny i różne odmiany łupków.

Zieleńce

Zieleńce ([Rys. 286A, B](#)) to grupa skał drobnoblastycznych, często skrytoblastycznych, homeoblastycznych, zwykle wykazujących różny stopień zaawansowania foliacji oraz zabarwienie zielonkawe, szare, szaro-zielone. Zbudowane są z blastów chlorytu, epidotu, skaleni oraz amfiboli, którym mogą towarzyszyć inne minerały skał metamorficznych [43], [42]. **Łupki zieleńcowe** ([Rys. 286F](#)), zwane łupkami zielonymi, to odmiana teksturalna zieleńców z dobrze zaznaczoną foliacją. Zieleńce powstają głównie przez przeobrażenie magmowych skał zasadowych, tj. bazaltów, diabazów, niektórych gabr oraz tufów i tufitów, czyli skał piroklastycznych [42]. Mogą też powstawać z pelitycznych skał osadowych, najczęściej z protolitów marglistych [253]. W zieleńcach i łupkach zieleńcowych stosunkowo często zachowują się struktury reliktowe, odziedziczone po protolitach magmowych.



Rysunek 286: A-B: zieleńce, C-E: fyllity, F: tupek zieleńcowy.

Serpentynity

Serpentynity ([Rys. 287](#)) to skały o strukturach od drobno- do gruboblastycznych, posiadające zabarwienie zielone. Nazwa skały nawiązuje do składu mineralnego, który zdominowany jest przez minerały z grupy serpentynu: antygoryt, chryzotyl i lizardyt (zob. [Minerały z grupy serpentynu](#)), [42]. Zmienność cech strukturalnych i teksturalnych skutkuje dużą różnorodnością serpentynitów w obrazie makroskopowym. W ich obrębie występują odmiany włókniste, siatkowate lub łuseczkowate, o teksturach bezkierunkowych, z foliacjami lub laminowane [43]. Charakterystyczna dla wielu serpentynitów jest plamistość, czyli występowanie bezładnie rozmieszczonych intensywniej i słabiej wybarwionych obszarów skały. Jest to wynik selekcji mineralnej i punktowych koncentracji jednego ze składników głównych. Inne odmiany są rzadziej spotykane. Powierzchnie rozłamu serpentynitów są gładkie, szklisto lub tłustawo połyskujące. Skały te często poprzecinane są siecią żył mineralnych wypełnionych minerałami wtórnymi, najczęściej minerałami z grupy krzemionki lub węglanami.

Serpentynity powstają przez przeobrażenie w warunkach facji zieleńcowej, przy współdziale procesów hydrotermalnych lub/i metasomatycznych, skał ultrazasadowych z grupy perydotytów oraz niektórych odmian zasadowych gabr i lamprofirów [253]. Wskutek procesu serpentynizacji, przekształceniu w serpentynity ulegają również skały metamorficzne, tj. amfibolity i marmury.





INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 30: Cechy serpentynitów

Charakterystyczna dla serpentynitów jest ich wysoka twardość. Ze względu na cechy teksturalne, wynikające z ciasnego rozmieszczenia bardzo długich (dochodzących do kilku centymetrów) kryształów lecz o małych średnicach (do kilku-kilkunastu mikrometrów), są odporne na odkształcenia mechaniczne. Gdy protolitem serpentynitowym był kompleks ofiolitowy (np. ultrazasadowy) to takie skały niejednokrotnie zawierają chromity lub inne spinele, mając charakter złożowy.

Fyllity

Fyllity ([Rys. 286C, D, E](#)) to skały o strukturach drobnoblastycznych, często skrytoblastycznych, homeoblastycznych i zabarwieniu szarym, zielonkawym lub brunatnawym. Cechą typową fyllitów jest wyraźny jedwabisty lub/i srebrzysty połysk na powierzchniach oddzielności [\[42\]](#), [\[44\]](#). Nazwa fyllit pochodzi od słowa liść (z gr.) i podkreśla typową dla fyllitów, bardzo dobrą oddzielność cienko- i średniopłytkową, określaną powszechnie jako liściowa. Wiele fyllitów wykazuje deformacje fałdowe. Fyllity składają się z serycytu i kwarcu, które stanowią około połowy składników w skale (zob. [Minerały protolitów](#)). Obok nich wstępuje powszechnie chloryt, skalenie i węglany [\[43\]](#).

Fyllity to produkt przeobrażenia protolitów osadowych skał pelitycznych, tj. iłowce, mułowce [\[253\]](#).

Łupki metamorficzne

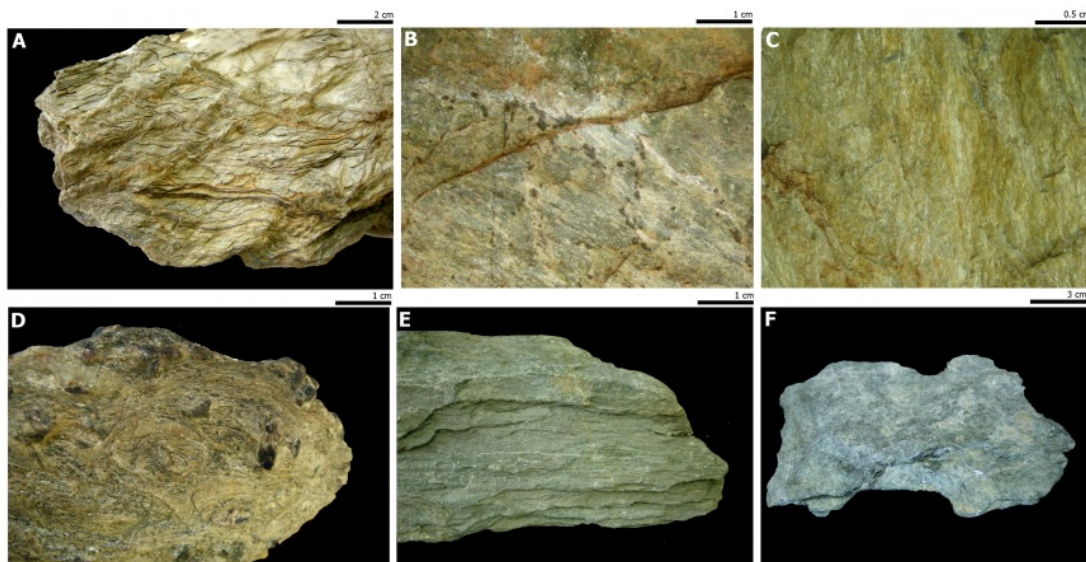
Różnorodną grupą skał powstających w facji zieleńcowej są łupki ([Rys. 288](#)), ([Rys. 289](#)). Cechuje je występowanie spójnych cech strukturalno-teksturalnych. Są to skały drobnoblastyczne, powszechnie skrytoblastyczne, rzadziej średnioblastyczne z dominującym lub istotnym udziałem struktur lepido- lub nematoblastycznych. Wykazują wyraziste łupkowacenie [\[42\]](#), [\[44\]](#). W ich obrębie powszechnie występują monomineralne laminy, zwykle składające się z kwarcu.

Podział na różne typy łupków prowadzony jest ze względu na obecność charakterystycznego minerału, nadającego skale metamorficznej szczególne cechy, które zaznaczają się w jej obrazie makroskopowym. Minerał ten, zwany indeksowym, może być dominujący w skale, jak kwarc w łupkach kwarcytowych, czy talk w łupkach talkowych. Może też stanowić jeden ze składników charakterystycznych, jak grafit, który w łupkach grafitowych jest minerałem akcesorycznym, czy chloryt, który występuje równorzędnie lub podrzędnie z kwarcem w łupkach chlorytowych.

W facji zieleńcowej występują różnorodne łupki będące odmianami petrograficznymi fyllitów i zieleńców. Do skał o typie fyllitów należą wzbogacone w chloryty (zob. [Chloryty](#)), **łupki chlorytowo-serycytowe**, **łupki kwarcowo-serycytowe** zubożone w chloryty, **łupki serycytowe** ([Rys. 288A, B, C, D](#)), w których dominuje serycyt (zob. [Minerały protolitów](#)), obok którego występują podrzędnie kwarc, chloryty i skalenie [\[43\]](#). Powstają one z przeobrażenia osadowych skał pelitycznych. W niektórych odmianach łupków występują liczne porfiroblasty granatów, wówczas do nazwy skały dodawane jest określenie – z granatami.

Do grupy zieleńców i fyllitów nawiązują **łupki chlorytowe** ([Rys. 288E, F](#)) o zwiększonym udziale chlorytów [\[253\]](#) oraz **łupki epidotowo-chlorytowe** o zwiększonym udziale chlorytów i epidotów (zob. [Minerały z grupy epidotu](#)), [\[43\]](#). Powstają przez metamorfizm skał pelitycznych ilastych, mułowcowych, marglistych, skał piroklastycznych i magmowych skał zasadowych i ultrazasadowych. Niektóre odmiany formowane są w warunkach wysokiego ciśnienia, w obrębie facji glaukofanowej (zob. [Skały wysokich ciśnień \(facja glaukofanowa\)](#)).

Zabarwienie i cechy teksturalne tych skał są podobne do odmian macierzystych i nawiązują odpowiednio do cech zieleńców lub fyllitów.

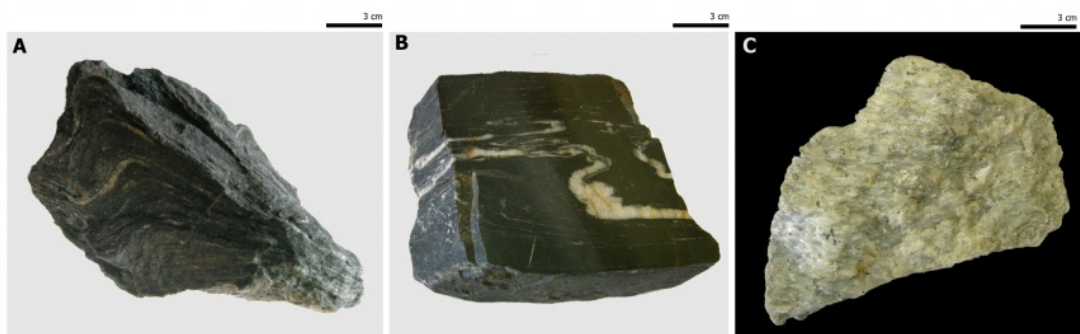


Rysunek 288: Łupki niskich facji metamorfizmu. A-C: łupki serycytowe i kwarcowo-serycytowe, D: łupek staurolitowy, E-F: łupki chlorytowe.

Kolejna grupa łupków to skały składające się w przewadze z amfiboli, tj. **łupki aktynolitowe, tremolitowe, antofyllitowe**. Podrzednie występują w nich inne amfibole, talk, epidot, miki i inne minerały. Nazwy łupków pochodzą od nazwy amfibolu, który stanowi składnik dominujący (zob. [Minerały protolitów](#)). Charakteryzuje je struktura nematoblastyczna i jasne zabarwienie w odcieniach białego, szarego, zielono-szarego, za wyjątkiem łupków aktynolitowych, które są ciemnozielone [43]. Są efektem metamorfizmu skał ultrazasadowych [253], powstają przy współdziale procesów hydrotermalnych.

Indywidualne wydzielania tworzą łupki talkowe i grafitowe. **Łupki talkowe** (Rys. 289C) wyróżnia srebrzysto-biała, srebrzysto-zielona lub srebrzysto-szara barwa, tłusty lub perłowy połysk na powierzchniach oddzielności i odczucie tłustego dotyku. Zbudowane są w ponad 90% z talku (zob. [Talk i grafit](#)), któremu podrzednie towarzyszą serpentyny, amfibole, chloryt, kwarc i inne minerały [42], [41]. Są one efektem metamorfizmu regionalnego oraz termicznego. Powstają z przeobrażenia protolitów ultrazasadowych i zasadowych skał magmowych [253] w obecności wody przy współdziałaniu procesów hydrotermalnych [43].

Łupki grafitowe (Rys. 289A, B) zbudowane są głównie z kwarcu, grafit będący minerałem indeksowym występuje w ilości do kilku procent. Łyszczki, chloryty i inne minerały skał metamorficznych stanowią składniki akcesoryczne. Domieszka grafitu wybarwia skałę na kolor czarny oraz jest przyczyną brudzenia palców przy potarciu powierzchni skały [42]. Łupki grafitowe powstają ze skał klastycznych, tj. łupków, piaskowców, które zawierają istotne ilości węgla [43], [44].



Rysunek 289: A-B: łupki grafitowe, C: łupek talkowy.



Informacja dodatkowa 31: Łupki

W polskiej nomenklaturze nazwa łupek jest szeroko stosowana dla określenia typu litologicznego. Oznacza skałę, w której zaznacza się tzw. złupkowacenie (łupkowatość), czyli rozpad skały pod naciskiem mechanicznym wzdłuż regularnych, równolegle zorientowanych powierzchni. Elementy odspojone od calizny, mające formę cienkich płytek, nazywane są odłupkami. Taka tekstura wynika ze zgodnej geometrycznej orientacji składników skały o pokrojach płytkowych i im pokrewnych. Nazwą łupki określane są dwa różne genetycznie typy skał:

- skały osadowe pelityczne (mułowcowe lub iłowcowe),
- skały metamorficzne z wykształconą wyrazistą foliacją.

W obrębie skał metamorficznych wydziela się szereg odmian łupków, których nazewnictwo nawiązuje do składu mineralnego. Najczęściej stosowane są nazwy jedno- lub dwuczłonowe (np. łupki kwarcytyczne, łupki kwarcowo-sercytowe), choć spotykane są nazwy złożone z trzech lub nawet czterech członów określających. W większości łupki są produktami niskiego metamorfizmu, głównie w facji zieleńcowej. Niektóre odmiany, tj. łupki mikowe lub amfibolitowe, powstają przy zaangażowaniu intensywnego metamorfizmu, w facji amfibolitowej czy glaukofanowej.

Skały średnich ciśnień i temperatur (facja amfibolitowa)

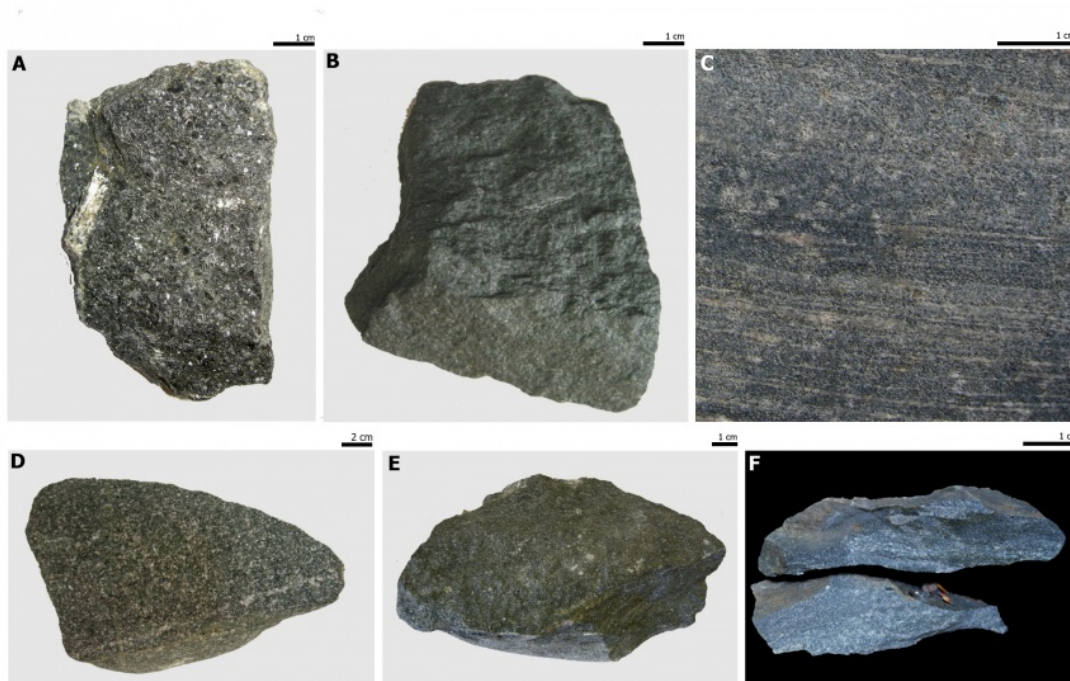
Warunki temperatur i ciśnień w facji amfibolitowej, w tym istotne oddziaływanie stresu, wpływają na wykształcenie skał o strukturach faneroblastycznych oraz o tekturach kierunkowych, o różnym stopniu wyrazistości. Typowymi odmianami skał tej facji są amfibolity, gnejsy i łupki mikowe.

Amfibolity

Amfibolity ([Rys. 290](#)) to skały barwy ciemnej, zwykle czarnej, czarno-zielonej lub czarno-szarej, o silnym połysku na świeżych powierzchniach. Zabarwienie i połysk wynikają z cech indywidualnych hornblendy (zob. [Amfibole](#)), która jest dominującym składnikiem mineralnym. Obok hornblendy, występują plagioklasy [\[253\]](#) oraz domieszki kwarcu, epidotu, granatów i innych minerałów typowych dla skał metamorficznych [\[43\]](#), [\[44\]](#). Amfibolity mają struktury drobno- lub średnioblastyczne, nematoblastyczne [\[254\]](#) lub granonematoblastyczne (zob. [Struktury skał metamorficznych](#)). Struktury porfiroblastyczne występują sporadycznie. W amfibolitach dominują tekstury kierunkowe, mające formy zarówno foliacji, jak i laminacji (zob. [Tekstury skał metamorficznych](#)). Skały o wyrazistej foliacji składające się z hornblendy i kwarcu nazywane są **łupkami amfibolitowymi** ([Rys. 290F](#)) lub **łupkami hornblendowymi**.

Amfibolity powstają głównie z zasadowych i obojętnych protolitów magmowych, tj. gabra, dioryty, diabazy, andezyty i bazalty oraz piroklastycznych, rzadziej z protolitów osadowych, tj. skały margliste [\[42\]](#) i dolomityczne.

Amfibolity są produktem metamorfizmu regionalnego, przede wszystkim w facji amfibolitowej, ale niektóre ich odmiany mogą być formowane w facji zieleńcowej. Małe ciała amfibolitów mogą powstawać przy zachowaniu odpowiednich warunków ciśnieniowo-termicznych, podczas wymiany składników pomiędzy zróżnicowanymi chemicznie protolitami lub w procesie metamorfizmu kontaktowego [\[43\]](#).



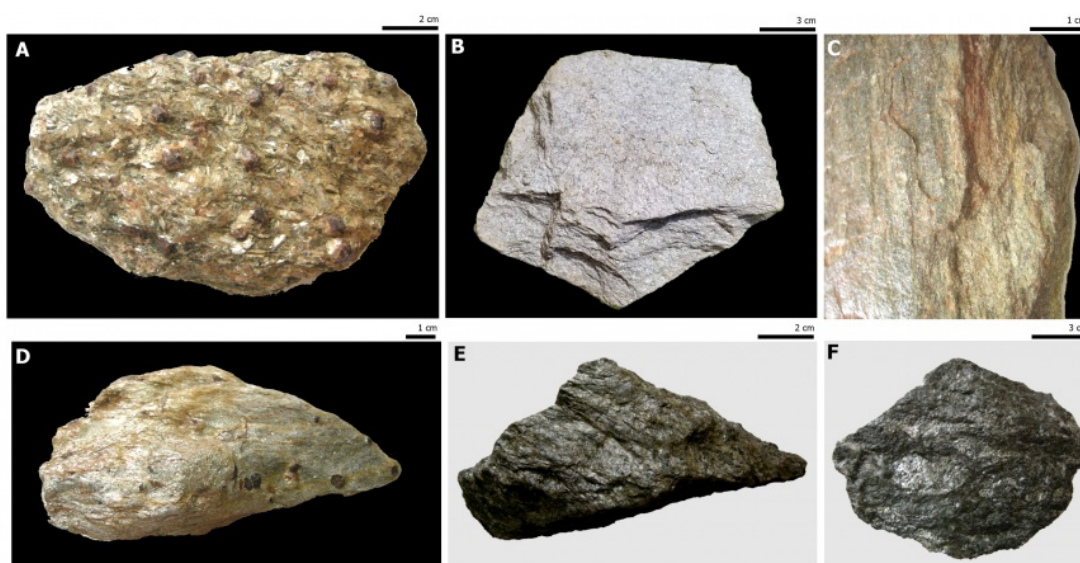
Rysunek 290: A-E: amfibolity, F: tupek amfibolitowy.

Łupki mikowe (łupki łuszczkowe)

Łupki mikowe (Rys. 291) to grupa skał z dobrze wykształconą teksturą kierunkową, zbudowana z kwarcu, skaleni i mik (zob. [Tekstury skał metamorficznych](#), [Kwarc](#), [Skalenie](#), [Miki](#)), [42], [254]. W ich obrębie wyróżniane są dwa podstawowe typy skał:

- łupki muskowitowe, o barwie jasnej, srebrzystoszarej lub srebrzysto-zielonej, w których muskowit jest dominującą odmianą miki w skale (Rys. 291A-D),
- łupki biotytowe, o barwie ciemnoszarej, brunatnej lub czarnej z charakterystycznym mocnym szklistym połyskiem na powierzchniach oddzielności, gdy dominującą miką jest biotyt (Rys. 291E, F).

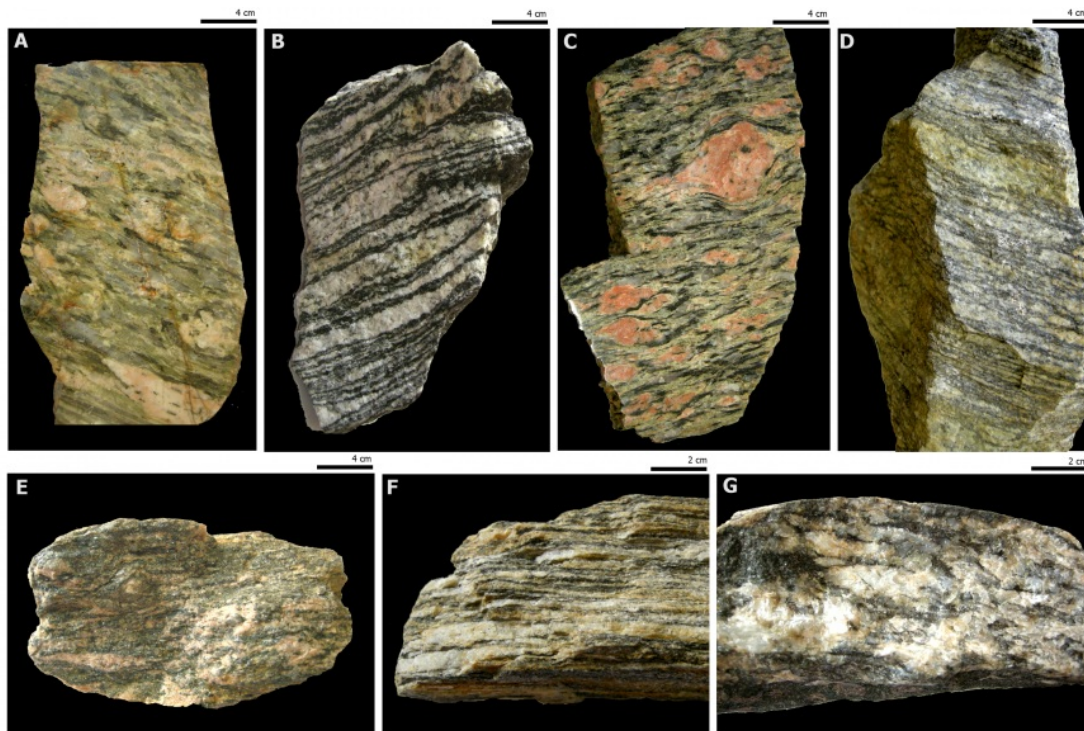
Typowa dla nich jest wyrazista foliacja, podkreślona łupliwością. Powszechnie występują również laminacje. Łupki mikowe charakteryzuje struktura drobnoblastyczna, lepidoblastyczna lub lepidogranoblastyczna [43]. Często są łupki porfiroblastyczne, gdzie w porfiroblastach zwykle występują granaty, kyanit, andaluzyt lub staurolit. W łupkach powszechne są koncentracje kwarcu, mające formę soczewkowatych gniazd lub cienkich żyłek kwarcowych oraz deformacje fałdowe [42]. Podstawowym składnikom łupków mikowych towarzyszą chloryt, staurolit, granat, sillimanit lub inne minerały skał metamorficznych. Łupki łuszczkowe powstają z przeobrażenia głównie skał osadowych pelitycznych, tj. mułowce i iłowce oraz kwaśnych skał magmowych [253].



Rysunek 291: Łupki mikowe. A-D: łupki muskowitowe, E-F: łupki biotytowe.

Gnejsy

Gnejsy ([Rys. 305](#)) to grupa skał o charakterystycznym rysunku teksturalnym, który podkreślony jest przez segregację składników jasnych i ciemnych. Dominują składniki jasne, czyli skałki i kwarc [\[254\]](#), w mniejszej ilości chloryt i muskowit [\[42\]](#). Składniki ciemne, głównie biotyt i amfibole, stanowią do kilkunastu procent skały. Oprócz tego, występują inne minerały, do powszechnych należą dysten, sillimanit, andaluzyt, kordieryt, augit, granaty, fluoryt, topaz, wollastonit i talk. Cechą gnejsów jest występowanie wyrazistych struktur kierunkowych [\[253\]](#), [\[42\]](#), co podkreśla nazwa skały pochodząca od słowiańskiego słowa "zgnieciony kamień". Cechuje je występowanie różnych odmian tekstury gnejsowej ([Rys. 305](#)), [\[44\]](#). Gnejsy o teksturach masywnych, nazywane granitognejsami, nie są powszechne [\[43\]](#). Barwy gnejsów są jasne, podstawowe tło skaleniowo-kwarcowe jest białe, szare, zielonawe, różowe lub czerwone. W nim występują zgrupowane składniki ciemne w formie czarnych, czarno-zielonych lub ciemnoszarych lamin lub smug. Ze względu na oboczne zmiany barw tła kwarcowo-skaleniowego określone są jako skały pstre. Gnejsy są skałami o teksturach grano-lepidoblastycznych, homeoblastycznych, od drobno- do gruboblastycznych, niektóre odmiany są profiroblastyczne (zob. [Struktury skał metamorficznych](#)), [\[43\]](#). Koloryt oraz wykształcenie teksturalne gnejsów są zróżnicowane, przez co jest to grupa skał wykazująca dużą zmienność w wyglądzie makroskopowym.



Rysunek 292: Gnejsy (A-G).

Gnejsy to grupa skał, która może być formowana z szerokiej gamy protolitów osadowych (paragnejsy) i magmowych (ortognejsy) [\[42\]](#) oraz powstaje w wyniku metamorfizmu uwarunkowanego różnymi czynnikami [\[41\]](#). Zatem gnejsy powstają w wyniku:

- metamorfizmu regionalnego, głównie w facji amfibolitowej, rzadziej w facji granulitowej, z protolitów zawierających kwarc i skałki, czyli kwaśnych oraz niektórych obojętnych skał magmowych wylewnych oraz głębinowych, a także skał osadowych, tj. arkoz, szarogłazów, skał ilastych,
- metamorfizmu różnych skał osadowych i magmowych w wyniku metamorfizmu metasomatycznego, w którym skały protolitu zasilane są z zewnątrz składnikami do blasty kwarcu, skalenia, miki lub amfibolu,
- dynamometamorfizmu kwaśnych skał magmowych, w wyniku czego tworzą się niektóre odmiany gnejsów oczkowych, które de facto są typem mylonitów,
- ultrametamorfizmu, w wyniku którego powstają gnejsy migmatyczne lub zmigmatyzowane.

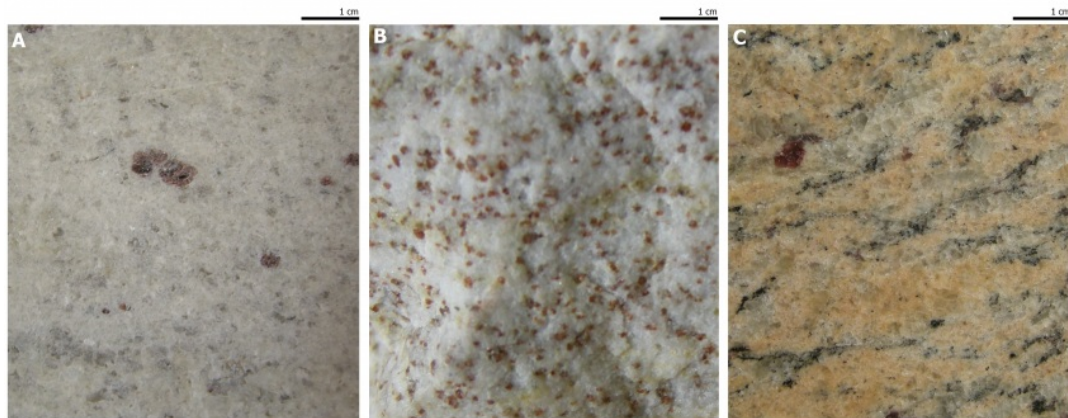
Skały wysokich ciśnień i temperatur (facja granulitowa i eklogitowa)

Typowe dla skał powstałych w tej facji są struktury faneroblastyczne i granoblastyczne (zob. [Struktury skał metamorficznych](#)). Warunki wysokich ciśnień statycznych (zob. [Czynniki metamorfizmu](#)), w jakich zachodzą przeobrażenia, generują głównie tekstury bezkierunkowe. Typowymi skałami są granulity i eklogity.

Granulity

Typowe granulity ([Rys. 293](#)) zbudowane są z blastów skalenia i kwarcu (zob. [Skalenie](#), [Kwarc](#)), co przekłada się na ich białe i szare barwy. Głównym składnikom towarzyszą podrzędnie granaty lub/i pirokseny. Ze względu zabarwienie takie granulity nazywane są granulitami jasnymi [\[253\]](#). Odmiany granulitów ciemnych, z dużą ilością granatu i piroksenu [\[254\]](#), [\[41\]](#), głównie hiperstenu, występują w kolorystyce szaro-brązowej lub czarno-bordowej. Obok składników głównych, w granulitach występują dysten, sillimanit i kordieryt i inne minerały. Cechują je struktury granoblastyczne, drobno- lub średnioblastyczne oraz porfiroblastyczne (zob. [Struktury skał metamorficznych](#)), [\[43\]](#) z granatami w porfiroblastach. Granulity zwykle mają tekstury bezładne, tekstury kierunkowe o typie gnejsowym występują podrzędnie.

Granulity powstają przez transformację metamorficzną skał magmowych: głębinowych obojętnych, tj. dioryty, gabra oraz kwaśnych, obojętnych i zasadowych skał wylewnych, tj. granitoidy, a także oligomiktycznych skał klastycznych, tj. arkozy, szarogłazy, mułowce oraz skał piroklastycznych. Granulity należą do skał rzadkich w obrębie powierzchniowych struktur litosferycznych [\[43\]](#).

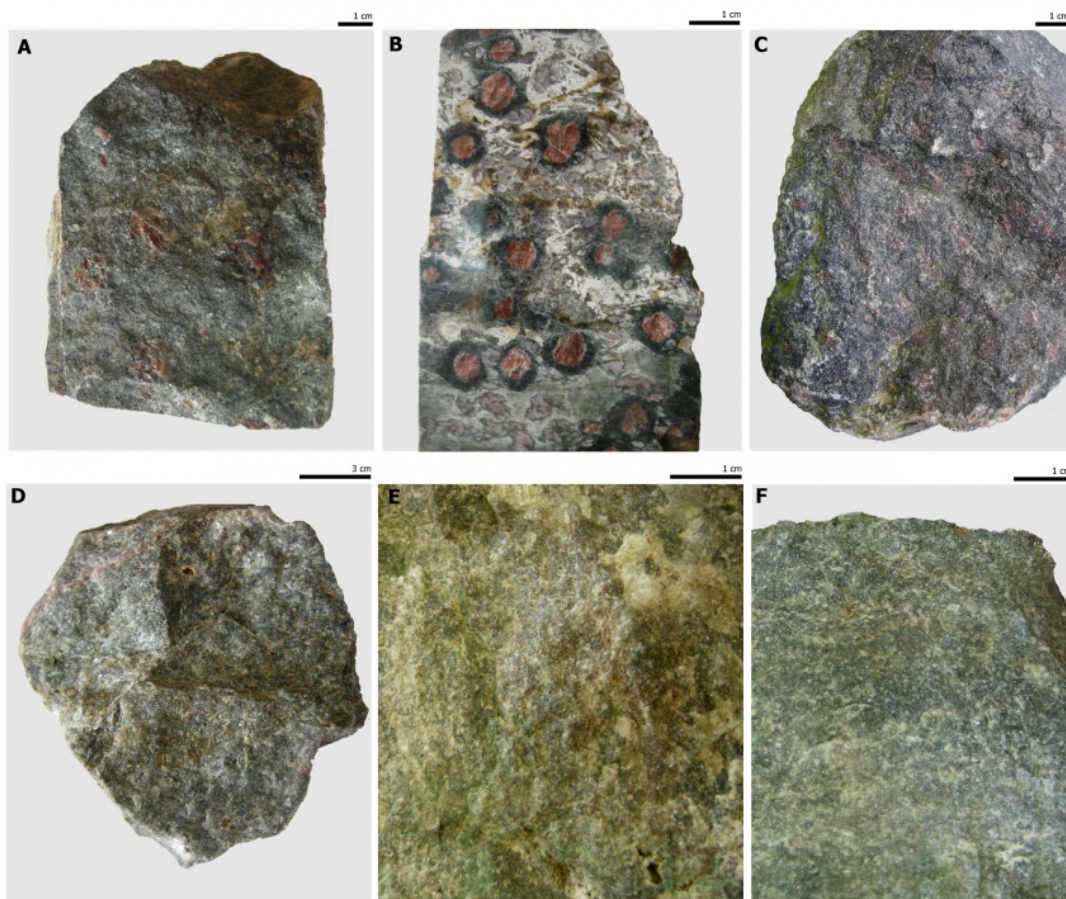


Rysunek 293: Granulity (A-C).

Eklogity

Eklogity mają zabarwienie ciemne ([Rys. 294](#)). Zwykle są ciemno-szare lub szaro-zielone z odcieniem fioletowym lub bordowym. Charakteryzują je struktury granoblastyczne, drobno- i średnioblastyczne lub rzadziej porfiroblastyczne, gdzie granaty (zob. [Minerały protolitów](#)), reprezentowane zwykle przez pirop, występują w charakterze porfiroblastów. Obok granatów, drugim podstawowym składnikiem jest piroksen, najczęściej omfacyt [\[254\]](#), [\[253\]](#). Jako składniki poboczne zawierają skalenie, kwarc, amfibole i inne minerały [\[42\]](#). Eklogity są skałami o teksturach bezładnych, podrzędnie występują tekstury kierunkowe o typie laminacji.

Eklogity powstają głównie przez metamorfizm skał magmowych obojętnych, zasadowych i ultrazasadowych, tj. diabazy, lamprofiry, andezyty, gabra, bazalty, perydotyty oraz skał piroklastycznych. Podrzędnie powstają ze skał osadowych wapienno-ilastych i wapienno-krzemionkowych [\[43\]](#). Eklogity należą do rzadko spotykanych odmian skał metamorficznych występujących w górnej części litosfery.



Rysunek 294: Eklogity (A-F).

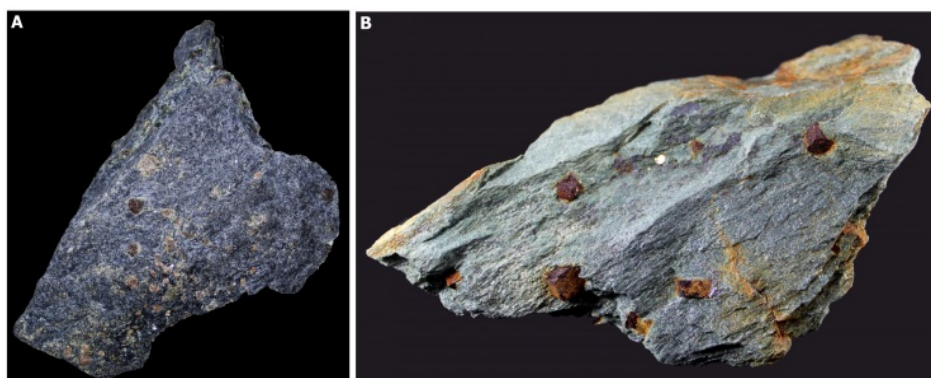
Skąły wysokich ciśnień (facja glaukofanowa)

Skąły facji glaukofanowej powstają w warunkach bardzo wysokich ciśnień kierunkowych. To sprzyja występowaniu foliacji oraz struktur nematoblastycznych, będących efektem dominującej ilości minerałów o pokrojach wydłużonych (zob. [Czynniki metamorfizmu](#)). Typową odmianą skalną dla tej facji są łupki glaukofanowe.

Łupki glaukofanowe

Łupki glaukofanowe, zwane są również glaukofanitami lub niebieskimi łupkami ([Rys. 295](#)) ze względu na charakterystyczne niebiesko-fioletowe lub szaro-niebieskawe zabarwienie [\[253\]](#). Pochodzi ono od glaukofanu (amfibolu), który jest ich głównym składnikiem (zob. [Minerały protolitu](#)). Towarzyszą mu epidoty, rutyl, kwarc, skalenie, chloryty i granaty. Łupki glaukofanowe to skały o strukturach drobno- lub średnioblastycznych, wykazujące złupkowacenie o różnym stopniu wyrazistości [\[43\]](#), [\[41\]](#). Są to skały rzadko występujące w powierzchniowych strefach litosfery ziemskiej.

Łupki glaukofanowe są produktem metamorfizmu wysokociśnieniowego w warunkach niskich temperatur (zob. [Facje metamorficzne](#)), [\[42\]](#), głównie skał magmowych zasadowych, tj. bazalty, diabazy i gabra, lamprofiry, oraz skał piroklastycznych (tufów wulkanicznych). Niektóre odmiany mogą powstawać również z innych skał magmowych lub osadowych o typie szarogłazów lub arkoz [\[253\]](#).



Skąły metamorfizmu kontaktowego

Skąły metamorfizmu kontaktowego, to skąły metamorfizmu wysokotemperaturowego facji hornfelsowej (zob. [Facje metamorficzne](#)), które de facto są inicjowane przez procesy magmowe. Źródłem temperatur, które są decydującym czynnikiem dla zmian skał otoczenia, jest stop glinokrzemianowy w intruzji magmowej.

Ze względu na pozycję w aureoli kontaktowej oraz typ czynników przeobrażających, skąły metamorfizmu kontaktowego reprezentują:

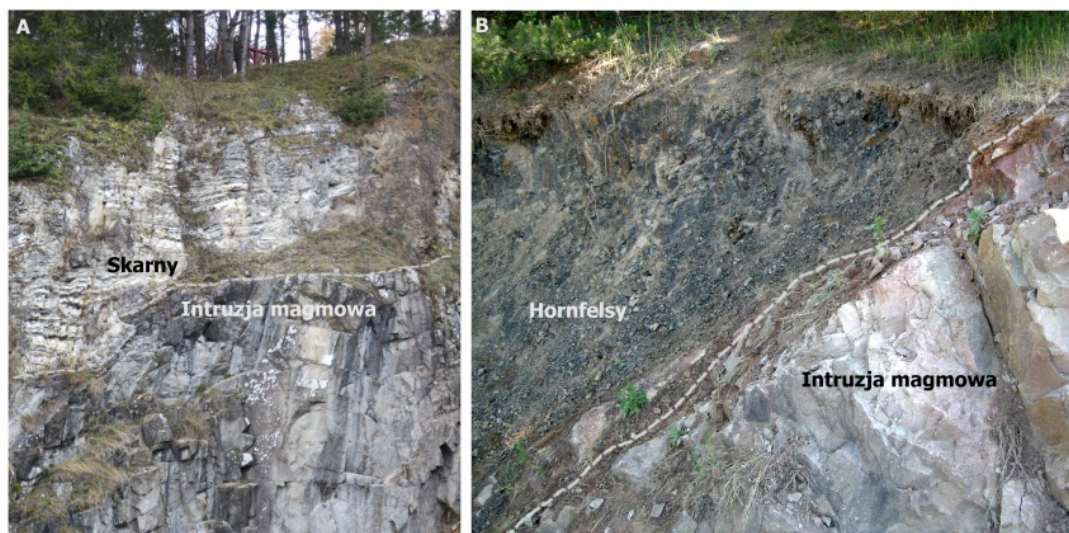
- **skąły kontaktowo-metasomatyczne**, które powstają w bezpośredniej osłonie intruzji, w warunkach wysokotemperaturowych, przy istotnym wpływie fluidów magmowych dostarczanych do protolitu przez krzepnący stop (zob. [Metasomatoza](#)). Proces zmian metamorficznych przebiega w tym przypadku w układzie otwartym. Pomiędzy stopem a skałą otaczającą dochodzi do wymiany substancji chemicznych, co jest typowe dla metamorfizmu allochemicznego, zwanego metasomatozą. Istotny wpływ fluidów jest ograniczony do wewnętrznej strefy aureoli kontaktowej, wraz ze wzrostem odległości od intruzji ich znaczenie ulega ograniczeniu.
- **skąły wysokotemperaturowe**, w których przeobrażenie odbyło się głównie pod wpływem wysokiej temperatury (zob. [Rodzaje metamorfizmu](#)), w układzie zamkniętym, czyli bez dodatkowego zasilania protolitu przez substancje chemiczne.

Skąły kontaktowo-metasomatyczne

Cechą skał jest wzbogacenie protolitu w krzemionkę oraz Mg, Cl, F i inne składniki, które dostarczane są do przeobrażanego protolitu przez fluidy pochodzące z intrudującego stopu glinokrzemianowego. W tych warunkach protolity zbudowane z minerałów węglanowych przekształcają się w skarny ([Rys. 296A](#)), ([Rys. 297B, E, F](#)), skąły pelitowe i aleurytowe zdominowane przez minerały ilaste w hornfelsy ([Rys. 296B](#)), ([Rys. 297D](#)), a skąły składające się z minerałów krzemionkowych w kwarcyty [[253](#)]. Typowa dla skał metasomatycznych jest struktura podkreślona liniowymi przebarwieniami skały w strefach nasilonej migracji fluidów ([Rys. 297A, B](#)).

Skarny ([Rys. 296A](#)), ([Rys. 297, C, E, F](#)) to skąły zbudowane z krzemianów i węglanów [[42](#)]. Powszechnie występują w nich kalcyt, piroksen, amfibol, wollastonit, wezuwian, grant oraz szereg innych minerałów, typowych dla metamorfizmu wysokotemperaturowego [[253](#)]. Jest to grupa skał o dużej zmienności w obrazie makroskopowym. Mogą mieć zabarwienie, od białego i kremowego, przez różowe, zielonkawe, do bordowego, ciemnoszarego i czarnego. Zwykle cechują je struktury profioblastyczne lub struktury równoblastyczne, od drobno- do gruboblastycznych (zob. [Struktury skał metamorficznych](#)), tekstury bezkierunkowe lub kierunkowe [[43](#)].

Skarny powstają w wyniku metamorfizmu metasomatycznego z protolitów węglanowych i obocznie przechodzą w marmury lub powstają w wyniku metamorfizmu termicznego z protolitów węglanowo-krzemionkowych [[254](#)], tj. margle, mułowce margliste, dolomity ilaste, wapienie krzemionkowe [[43](#)].

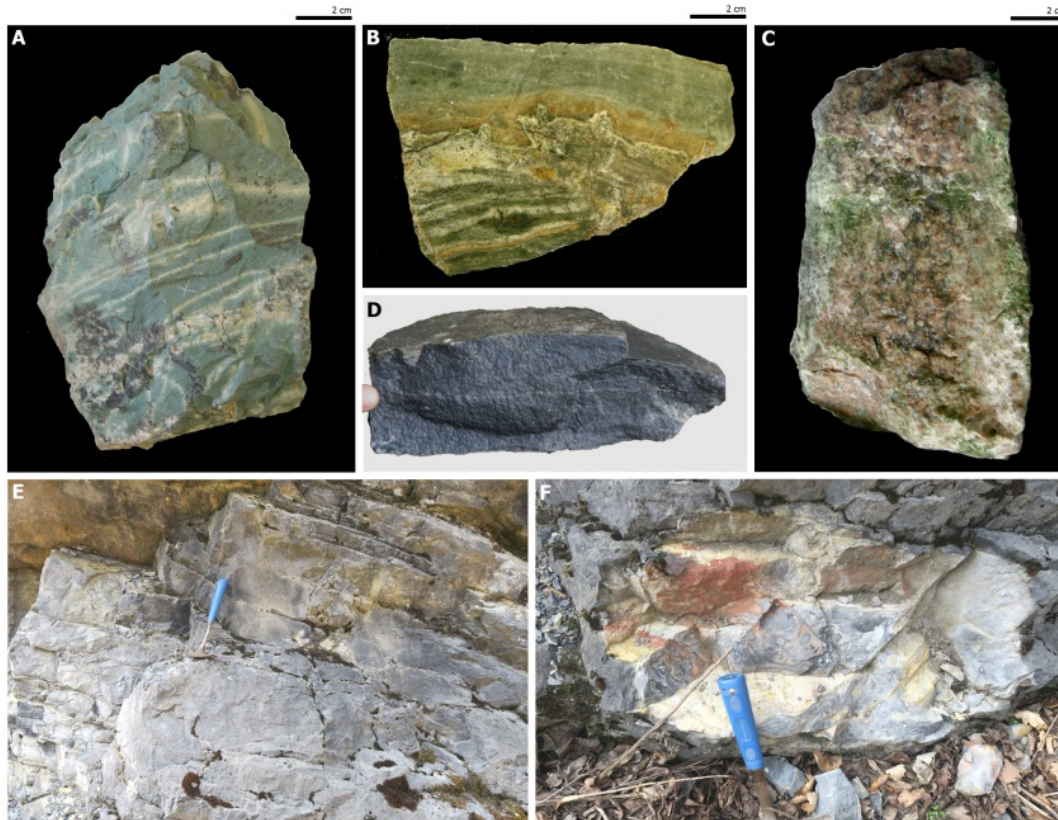


Rysunek 296: Osłona metamorficzna skał magmowych (A-B).

Hornfelsy ([Rys. 296B](#)), ([Rys. 297D](#)) to skąły ciemne, barwy ciemnoszarej, czarnej, brązowej lub ciemnobordowej. Zwykle

charakteryzuje je struktura drobnoblastyczna i granoblastyczna (zob. [Struktury skał metamorficznych](#)) oraz tekstura bezładna, która wraz ze wzrostem odległości do intruzji, przechodzi w tekstury kierunkowe i kolejno w tekstury reliktowe [254]. Skały o teksturach kierunkowych zwykle wyróżniane są jako łupki hornfelsowe lub plamiste [253], [42]. Hornfelsy zbudowane są z kordierytu i andalazytu, skaleni (w tym sanidynu), piroksenów i mik, oprócz których zawierają szereg innych minerałów typowych dla metamorfizmu wysokotemperaturowego [43].

Powstają przez przeobrażenie protolitów osadowych pelitycznych, tj. mułowce, iłowce lub ze skał metamorficznych, tj. fyllity, łupki chlorytowe [42], [41]. Podobnie jak skarny, hornfelsy są wynikiem przeobrażenia skał protolitu, w obecności fluidów magmowych lub bez dostawy z zewnątrz substancji chemicznych.



Rysunek 297: Skały metamorfizmu termicznego. A-B: skały metamorfizmu metasomatycznego, C: skarn granatowy, D: hornfels, E-F: skarny.

Skały wysokotemperaturowe

Oprócz powyżej wspomnianych odmian, skały metamorfizmu kontaktowego są reprezentowane przez:

- marmury, będące wynikiem metamorfizmu wapieni i dolomitów,
- kwarcyty, będące wynikiem metamorfizmu skał krzemionkowych i skał klastycznych z ziarnem kwarcowym,
- gnejsy, będące wynikiem metamorfizmu arkoz i szarogłazów,
- amfibolity, będące wynikiem metamorfizmu magmowych skał obojętnych i zasadowych oraz skał piroklastycznych,
- łupki, różnego typu z dominującym udziałem łupków zawierających miki, będące wynikiem metamorfizmu skał osadowych pelitycznych,
- skały z grafitem, będące wynikiem metamorfizmu węgla lub skał zawierających rozproszoną substancję organiczną (np. bituminy w wapieniu).

Forma występowania

Skały metamorfizmu kontaktowego występują lokalnie:

- wewnątrzlitosferycznie, w strukturach aureoli kontaktowych, które oślaniają intruzje magmowe (zob. [Rodzaje metamorfizmu](#)),
- w strukturach przypowierzchniowych skorupy ziemskiej, w bezpośrednim podłożu potoków lub pokryw lawowych.

Wraz z odległością od ciała intruzywnego lub efuzywnego maleje stopień zaawansowania zmian metamorficznych i następuje gradacyjne przejście w niezmienione skały otoczenia.

Skąły dynamometamorfizmu

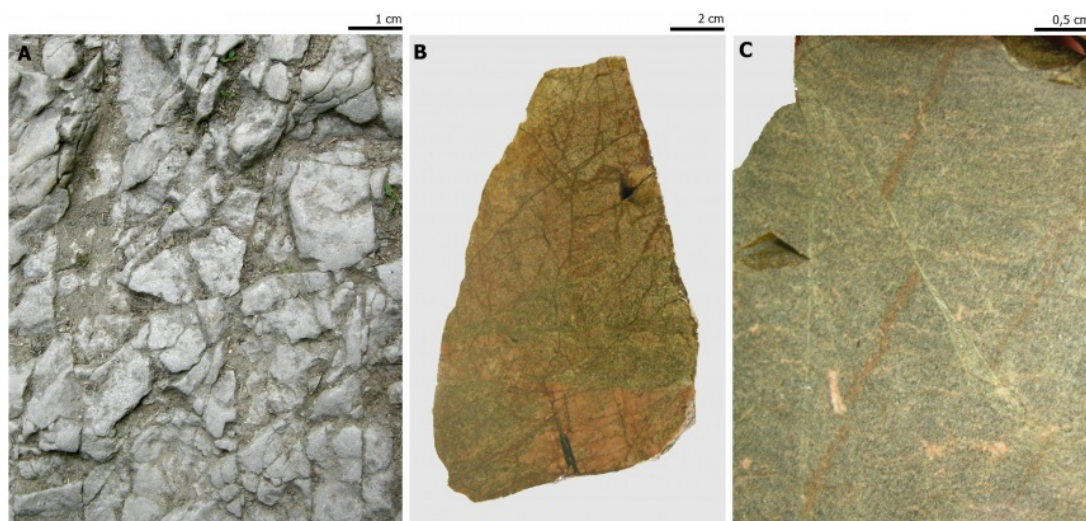
Jakość przeobrażeń w dynamometamorfizmie jest zależna od wartości stresu. Zaangażowanie stresu jest wprost proporcjonalne do rozdrobnienia protolitu oraz ilości neogenicznych profiroblastów (zob. [Czynniki metamorfizmu](#)). Skąły dynamometamorfizmu reprezentowane są przez szereg odmian powstałych przy wzrastających wartościach ciśnienia. Są to kakiryty i brekcje tektoniczne, kataklazyty oraz mylonity i ultramylonity.

Kakiryty są efektem słabo zaawansowanego metamorfizmu dyslokacyjnego i należą do skał o najniższym stopniu przeobrażenia. Występują w strefach zewnętrznych osłony metamorficznej, pomiędzy niezmiennymi skałami otoczenia a brekcją tektoniczną. Kakiryt to skała protolitu poprzecinana siecią spękań, w której wyodrębnione klasty nie uległy przemieszczeniu [42], [253].

Brekcje tektoniczne ([Rys. 298A](#)), zwane druzgotem tektonicznym lub salcesonem skalnym, to pokruszony na ziarna protolit [42], który został wtórnie spojony materiałem najdrobniejszym, powstałym przez zmiżdżenie części skały wyjściowej. Klasty brekcji są ostrokrawędziste, mają zróżnicowaną frakcję i bezładne rozmieszczenie. Poszczególne ziarna mogą być przemieszczone względem siebie [253].

Kataklazyty ([Rys. 298B](#)) to skały silnie rozdrobnionego protolitu [41], w którym występują residualne ziarna skalne, zwane porfiroklastami. Pomiedzy nimi może występować niewielka ilość miazgi mylonitycznej, czyli zgnieczonego i roztartego protolitu [42], [253]. Porfiroklasty zwykle są niewielkie, choć ich frakcja może być zróżnicowana, zwykle są dostrzegalne makroskopowo. Większość kataklazytów ma tekstury bezładne, tekstury kierunkowe są rzadkie [43].

Mylonit ([Rys. 298C](#)) to roztarta skała protolityczna (nazwa skały pochodzi od słowa mleć), w której pod wpływem ciśnienia kierunkowego rozpoczęły się procesy blastezy. W obrębie miazgi mylonitycznej, obok bardzo drobnych, niedostrzegalnych makroskopowo drobnych porfiroklastów w ilości 10 – 50%, występują również porfiroblasty. Mylonity zwykle wykazują strukturę kierunkową [42]. Skały o wyraźnych profiroblastach nazywane są blastomylonitami, niektóre odmiany są zaliczane do gnejsów oczkowych [43].

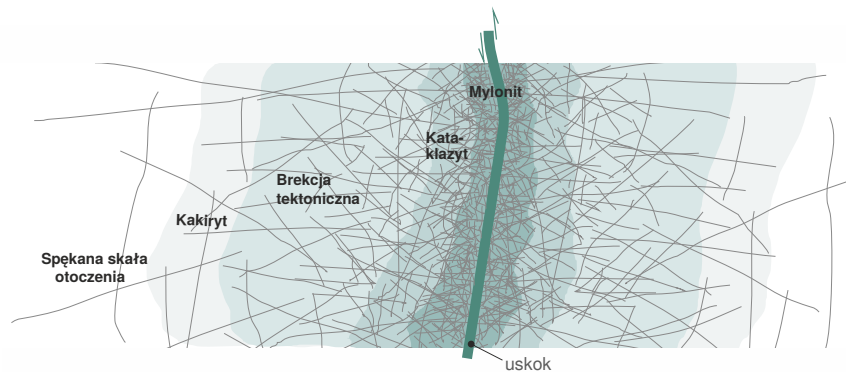


Rysunek 298: A: brekcja tektoniczna, B: kataklazyt, C: mylonit.

Ultramylonity to skały zaawansowanego metamorfizmu dyslokacyjnego, w których zaznacza się najsilniejsze rozdrobnienie i ilość drobnych porfiroklastów nie przekracza 10%. W ultramylonitach wyraźnie zaznaczają się struktury kierunkowe [253].

Forma występowania

Skały dynamometamorfizmu występują lokalnie, w obrębie oraz obustronnie wzdłuż stref przemieszczeń litosferycznych (np. wzdłuż uskoku, nasunięć tusek, płaszczowin), tworząc **ostonę (aureolę) metamorficzną** ([Rys. 299](#)). Składa się ona z zespołu skał, w którym wraz z odległością od strefy tektonicznej maleje stopień zaawansowania zmian metamorficznych.



Rysunek 299: Rozkład skał dynametamorficznych względem strefy tektonicznej.

INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 32: Składniki skał dynametamorficznych

Wpływ ciśnienia w procesie dynametamorfizmu powoduje powstanie skał metamorficznych o swoistych cechach strukturalnych. W skałach dynametamorficznych występują 3 typy składników:

- blasty, w tym porfiroblasty, będące neogenicznymi składnikami krystalicznymi, powstałymi w blastezie,
- klasty, w tym dostrzegalne makroskopowo porfiroklasty, będące zdefragmentowanym protolitem,
- miazga mylonityczna, czyli silnie rozdrobniony, roztarty protolit.

INFORMACJA DODATKOWA

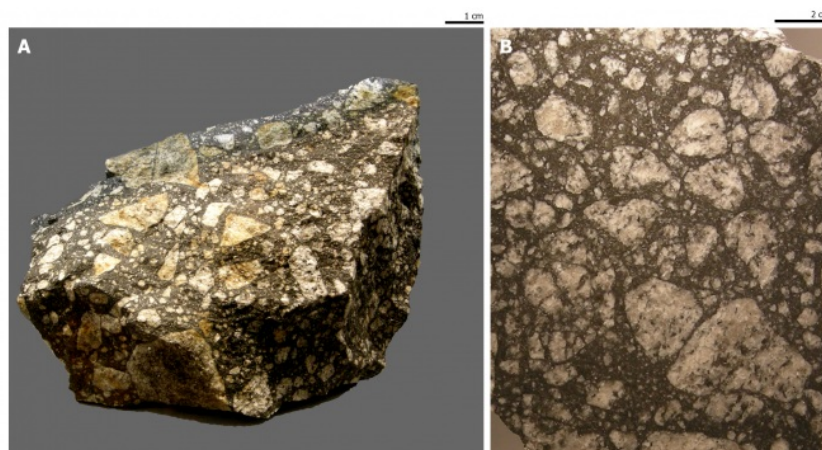
Informacja dodatkowa 33: Struktury skał dynametamorficznych

Ze względu na specyfikę wykształcenia skał dynametamorficznych, która związana jest z odkształceniami nieciągłymi protolitów na poziomie skały i kryształu, dla struktur bywa stosowana specjalna nomenklatura. Termin struktury kataklazowe używany jest dla skał powstałych z pokruszonych i wtórnie spojonych protolitów, natomiast termin struktury mylonityczne, określa skały składające się z roztartego protolitu [42], [253].

Skały metamorfizmu szokowego

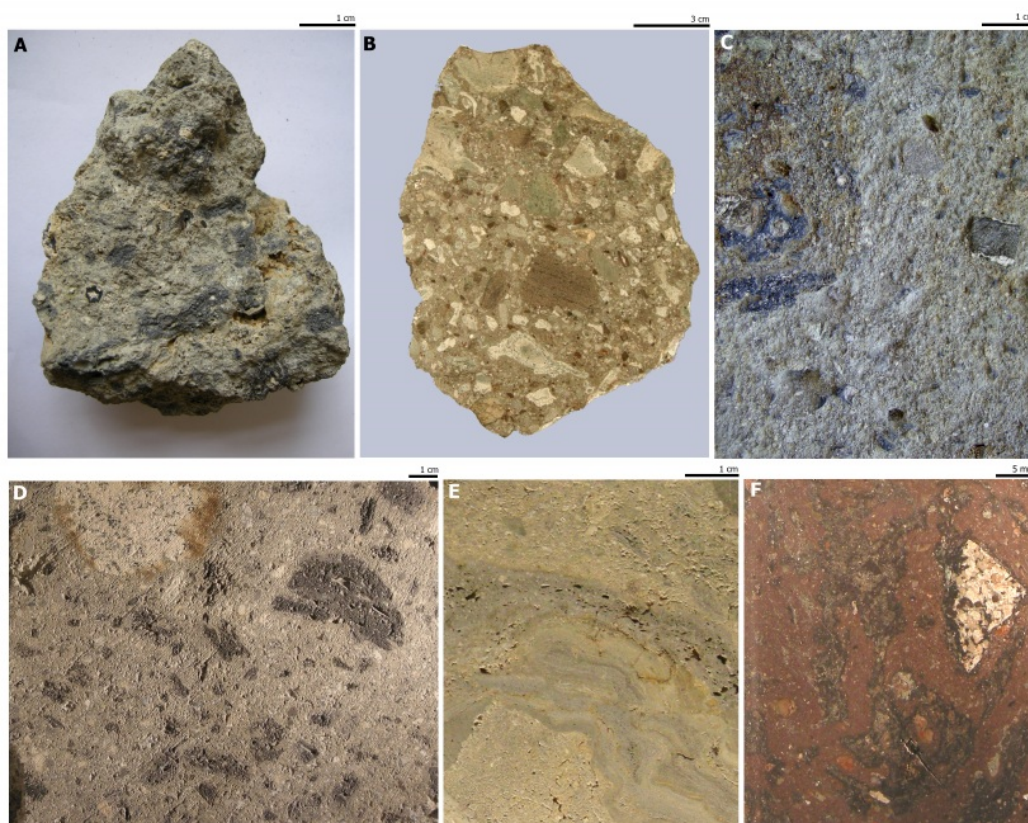
Podczas przemian w metamorfizmie szokowym (uderzeniowym) dochodzi do rozdrobnienia i przetopienia części protolitu (zob. [Rodzaje metamorfizmu](#)). W wyniku tych procesów powstają brekcje impaktowe i suewity.

Brekcja impaktowa (zderzeniowa) ([Rys. 300](#)) to skała występująca w strefie obrzeżenia **aureoli impaktowej**. Składa się z ostrokrawędzistych, bezładnie rozmieszczonych klastów protolitu. Jest on spojony mocno rozdrobnionym i roztartym materiałem drobnoziarnistym, który może zawierać niewielką ilość szkliwa impaktytowego [42]. Cechuje go tekstura bezładna. Brekcja impaktowa stanowi ogniwo przejściowe pomiędzy suewitami, a skałami protolitu z wykształconym systemem ciosu stożkowego ([Rys. 302](#)).



Rysunek 300: Brekcje impaktowe (A-B).

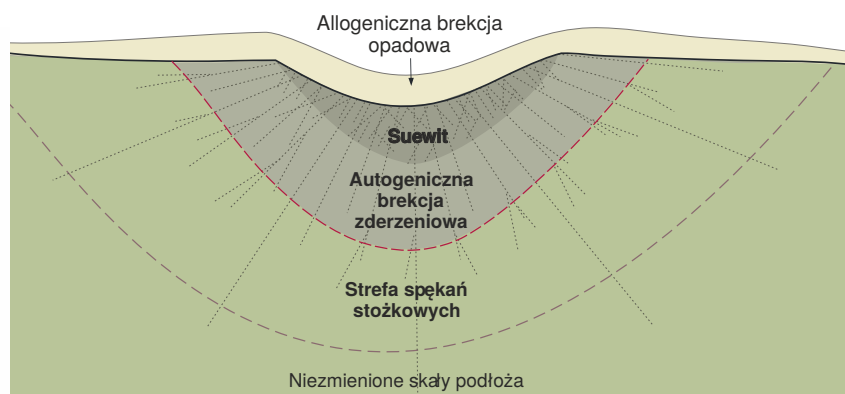
Suewity ([Rys. 301](#)) to skały, składające się z rozmieszczonych bezładnie, ostrokrawędzistych lub nieco zaoblonych, w wyniku obtopienia, klastów protolitu. Są one spójne rozdrobnionym materiałem skalnym oraz szklivem impaktowym, powstałym z przetopienia skał protolitu [253]. Ogólnie cechuje je tekstura bezładna. Części skały, które uległy istotnemu upłynnieniu, mogą przybierać tekstury kierunkowe [43]. Suewity są szczególną odmianą brekcji.



Rysunek 301: Suewit (A-F). Fot. A-B, D-F: archiwum aut. ; C: fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.

Forma występowania

Skały metamorfizmu szokowego występują lokalnie, w podłożu oraz bezpośrednim otoczeniu krateru impaktowego (aureola impaktowa) ([Rys. 302](#)). Wraz z odległością od krateru maleje stopień zaawansowania zmian metamorficznych.



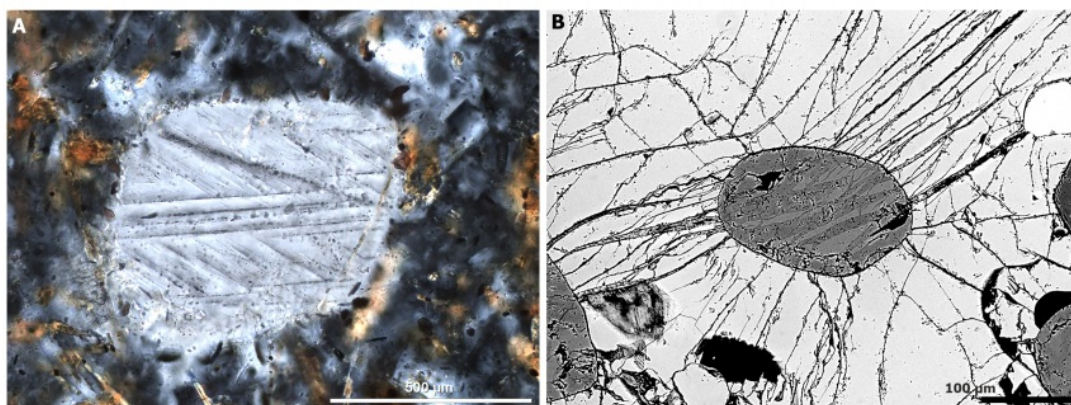
Rysunek 302: Sekwencja skał w aureoli impaktowej.



INFORMACJA DODATKOWA

Informacja dodatkowa 34: Kwarc w warunkach metamorfizmu szokowego

Pod wpływem wysokiego ciśnienia dochodzi do zmian w kryształach minerałów stabilnych. W ich obrębie tworzą się zespoły gęstych równoległych spękań, które przecinają się diagonalnie (Rys. 303). Minerale o takiej strukturze nazywane są minerałami szokowymi. Najczęściej występują one w blastach kwarcowych. Ich identyfikacja wymaga użycia sprzętu optycznego. W warunkach metamorfizmu szokowego, może dojść do krystalizacji nowych minerałów, charakterystycznych dla wysokich ciśnień. Takimi minerałami są odmiany kwarcu o nazwie stiszowit i koezyt [253]. Obecność tych minerałów w skale jest świadectwem przebiegu wysokociśnieniowych procesów impaktytowych.



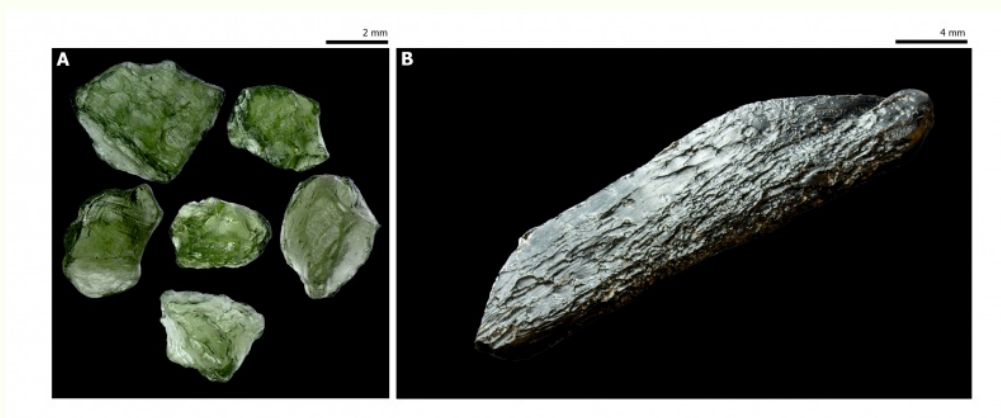
Rysunek 303: Minerale szokowe. A: kwarc szokowy, B: szokowe spękania w granacie wokół koezytu. A: fot. Martin Schmieder, Boltysh IMR shocked quartz XPL.jpg, licencja CC BY-SA 3.0 DE, źródło: [Wikimedia Commons](#) ; B: fot. Marek Łodziński. Wykorzystano za zgodą autora.



Informacja dodatkowa 35: Impaktyty

Impaktyty to termin ogólny, określający skały, które powstały podczas upadku meteorytu na skorupę ziemską. Obejmuje on zarówno skały metamorficzne, tj. brekcje oraz suewity, jak i skały osadowe, które pochodzą z depozycji materiału wyrzuconego w trakcie zderzenia do atmosfery. Skały te tworzą nadkład skał metamorficznych i mają charakter brekcji, która dla odróżnienia od brekcji metamorficznej (określanej również jako brekcja autogeniczna), nazywana jest brekcją allogeniczną lub opadową (Rys. 302). W jej skład, oprócz gruzu z rozdrobnionych skał podłoża, mogą wchodzić klasty pochodzące z ciała impakcyjnego.

Szczególną odmianą impaktytów są szkliva, tzw. **tektyty** (Rys. 304), [253], [43]. Powstają ze skał protolitu lub protolitu i impaktora, które zostały upłynnione podczas upadku meteorytu, wyrzucone do atmosfery, gdzie w trakcie transportu uległy skrzepnięciu. Mają one różne formy: kuliste, elipsoidalne, kroplowate lub nieregularne. Ich wielkość waha się od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów. Najczęściej jednak nie przekraczają 2 cm długości i 0,5 cm grubości. Ich barwa jest różnorodna i charakterystyczna dla danego spadku (a więc i podłoża). Przykładowo, mołdawity to tektyty zielone powstałe w wyniku spadku komety(?) w Bawarii, indochinyty to czarne tektyty, a tzw. szkło pustyni libijskiej to tektyty przezroczyste lub zabarwione na kremowo. Tektyty znajdowane są w otoczeniu kraterów meteorytowych, w odległości od kilku kilometrów do ponad 100 km od miejsca impaktu.



Rysunek 304: Tektyty (A-B). Fot. Krzysztof Szopa. Wykorzystano za zgodą autora.



Informacja dodatkowa 36: Energia impaktu

Spadki ciał pozaziemskich, które doprowadziły do upłynnienia materii protolitów, wymagają ogromnych nakładów energii. Ilość energii, jaka została uwolniona podczas impaktu w Bawarii, 13 mln lat temu, była około 500 tys. razy większa od energii eksplozji bomby nuklearnej w Hiroszimie. Takiej energii aktualnie nie jesteśmy w stanie wyprodukować w żadnym laboratorium na naszej planecie.

Skały ultrametamorfizmu

W wyniku procesów ultrametamorficznych dochodzi do powstania **migmatytów** (Rys. 305). Są to skały, które przeszły zaawansowane procesy metamorficzne w warunkach wysokich ciśnień i temperatur, co spowodowało wyprodukowanie stopów (zob. **Ultrametamorfizm**), [253]. Częściowe upłynnienie protolitu powoduje selekcję składników o wyższych temperaturach topnienia. W wyniku tego powstają skały wykazujące laminację. Składają się z lamin utworzonych przez minerały wykryształizowane z części upłynnionych oraz lamin silnie zmetamorfizowanych, zbudowanych ze składników stabilnych, które przetrwały w stałym stanie skupienia. Poszczególne laminy w makroskopowym obrazie migmatytu wyróżniają się kolorystycznie i strukturalnie. Lamin barwy białej, szarej, kremowej lub różowej mają strukturę granoblastyczną i zbudowane są z kwarcu oraz skaleni. Ze względu na jasne zabarwienia nazywane są **leukosomem**. Określane są też neosomem, gdyż są

genetycznie najmłodszą częścią skały. Przekładające je laminy ciemne, barwy czarnej, szarej, zielonawej, mają strukturę lepidonematoblastyczną, gdyż dominują w nich blasty ciemnych tyszczyków i amfiboli. Z uwagi na ciemne zabarwienie, te części nazywane są **melanosomem** lub określane paleosomem, gdyż reprezentują odziedziczone po protolicie, starsze części skały [254], [42]. Granice pomiędzy leukosomem, a melanosomem mogą być ostre, wyraźnie zaznaczone lub mniej wyraźne i pomiędzy nimi może występować przejściowa strefa reakcyjna, która nazywana jest **mezosomem**.

Układ lamin w migmatycie może być bardzo różny, dlatego migmatyty jako grupę cechuje wysokie zróżnicowanie teksturalne (Rys. 305). Cechy te stanowią podstawę ich podziału na różne odmiany. Do najczęściej występujących tekstur należą: brekcjowata, blokowa, siatkowa, żyłowa, warstwowa, fałdowa, oczkowa i smugowana [253], [43], [42], [41]. Laminy migmatytu cechuje oboczna zmienność miąższości, w większości wykazują deformacje plastyczne i z płynięcia. Charakterystyczne dla migmatytów są fałdki ptygmatytowe, czyli dysharmonijne, o wysokim stopniu krętości laminy leukosomu, których przebieg nie jest zgodny z ukierunkowaniem struktur paleosomu.

Formy występowania

Migmatyty powstają na znacznych głębokościach i tworzą rozległe ciała skalne, powiązane ze skałami metamorfizmu regionalnego facji wysokich ciśnień i/lub temperatur. Spotykane są również w otoczeniu dużych intruzji magmowych, najczęściej granitoidowych, w ich środkowych częściach, rzadziej aplikalnych [43].



Rysunek 305: Migmatyty (A-F).

Bibliografia

1. C. J. Allègre, G. Manhès, C. Göpel: The age of the Earth, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1995, Vol. 59, Iss. 8, pp. 1445-1456, dostęp:23.09.2021
2. J. I. Lunine: Earth: evolution of a habitable world, Cambridge University Press, Cambridge 2013.
3. D. R. Williams NASA: Earth Fact Sheet, dostęp: 23.09.2021
4. J. W. Morgan, E. Anders: Chemical composition of Earth, Venus, and Mercury, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 1980, Vol. 77, pp. 6973-6977, dostęp:23.09.2021
5. Z. Mortimer: Zarys fizyki Ziemi, AGH Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne, Kraków 2004.
6. T. M. Kuský: Encyclopedia of Earth and space science, Infobase Publishing, New York 2010.
7. L. Czechowski: Tektonika płyt i konwekcja w płaszczu Ziemi, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 1994.
8. D. L. Anderson: Theory of the Earth, Blackwell Scientific Publications, Boston 1999.
9. P. Kłysz, J. Skoczylas: Oblicze naszej planety - geologia i geomorfologia w zarysie, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań 2003.
10. S. Marshak: Earth: Portrait of a Planet, WW Norton & Company, New York, London 2008.
11. W. Jaroszewski, L. Marks, A. Radomski: Słownik geologii dynamicznej, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1985.

12. W. Mizerski: *Geologia dynamiczna*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2006.
13. A. R. Philpotts, J. J. Ague: *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, Cambridge University Press, Cambridge 2009.
14. P. A. Allen, J. R. Allen: *Basin analysis: Principles and applications*, Blackwell Publishing, Oxford 2005.
15. P. L. Hancock, B. J. Skinner: *The Oxford companion to the Earth*, Oxford University Press, Oxford 2001.
16. I. Artemieva: *Lithosphere: an interdisciplinary approach*, Cambridge University Press, New York 2003.
17. F. Lucazeau: Analysis and mapping of an updated terrestrial heat flow data set, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2019, vol. 20, iss. 8, pp. 4001-4024.
18. M. Książkiewicz: *Geologia dynamiczna*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1972.
19. A. M. Dziewonski, D. L. Anderson: Preliminary reference Earth model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 1981, Vol. 25, Iss. 4, pp. 297-356, [dostęp:23.09.2021](#)
20. B. Gutenberg: *Physics of the Earth's Interior*, Elsevier, New York and London 1959.
21. B. Gutenberg, C. F. Richter: P' and the Earth's Core, *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 1938, Vol. 4, Iss. 5, pp. 363-372, [dostęp:23.09.2021](#)
22. R. Dadlez, W. Jaroszewski: *Tektonika*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 1994.
23. D. Alfè, M. J. Gillan, D. G. Price: Temperature and composition of the Earth's core, *Contemporary Physics* 2007, Vol. 48, Iss. 2, pp. 63-80, [dostęp:23.09.2021](#)
24. R. S. Anderson, P. Suzanne: *Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscapes*, Cambridge University Press, Cambridge 2010.
25. R. E. Krebs: *The Basics of Earth Science*, Greenwood Publishing Company, London 2003.
26. D. H. Carlson, C. C. Plummer, L. Hammersley: *Physical Geology: Earth Revealed*, McGraw-Hill, New York 2011.
27. D. A. Rothery: *Geology: the complete introduction*, John Murray Learning Carmelite House, London 2015.
28. E. J. Tarbuck, F. K. Lutgens: *The Earth: an introduction to physical geology*, Merrill Publishing Company, Columbus 1999.
29. R. C. Selley, R. M. Cocks, I. R. Plimer: *Encyclopedia of geology*, Elsevier Academic, Oxford 2001.
30. S. A. Bowring, I. S. Williams: Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 1999, Vol. 134, pp. 3-16, [dostęp:23.09.2021](#)
31. J. W. Valley, A. J. Cavosie, T. Ushikubo, D. A. Reinhard, D. F. Lawrence, D. J. Larson, P. H. Clifton, T. F. Kelly, S. A. Wilde, D. E. Moser, M. J. Spicuzza: Hadean age for a post-magma-ocean zircon confirmed by atom-probe tomography, *Nature Geoscience* 2014, Vol. 7, pp. 219-223, [dostęp:23.09.2021](#)
32. F. V. Kaminsky: *The Earth's lower mantle: composition and structure*, Springer, London 2017.
33. S. Self, M. Rampino: *The Crust and Lithosphere*, Geological Society of London, London 2012.
34. J. P. Poirier: *Introduction to the Physics of the Earth's Interior*, Cambridge University Press, Cambridge 2000.
35. S. Marshak: *Earth: Portrait of a Planet* (5th ed.), W. W. Norton & Company, New York 2015.
36. L. Czechowski: The origin of hotspots and the D" layer. In: H. Montag, C. Reigber (Eds.), *Geodesy and Physics of the Earth*, Springer, Berlin, Heidelberg 1993.
37. W. L. Mao, G. Shen, V. B. Prakapenka, Y. Meng, A. J. Campbell, D. L. Heinz, J. Shu, R. J. Hemle, H. K. Mao: Ferromagnesian postperovskite silicates in the D" layer of the Earth, *Proceedings of the National Academy of Sciences* 2004, Vol. 101, Iss. 45, pp. 15867-15869, [dostęp:23.09.2021](#)
38. W. L. Mao, Y. Meng, G. Shen, V. B. Prakapenka, A. J. Campbell, D. L. Heinz, J. Shu, R. Caracas, R. E. Cohen, Y. Fei, R. J. M. Hemley, M. Ho-kwang: Iron-rich silicates in the Earth's D" layer, *Proceedings of the National Academy of Sciences* 2005, Vol. 102, Iss. 28, pp. 9751-9753, [dostęp:23.09.2021](#)
39. G. A. de Wijs, G. Kresse, L. Vocablo, D. Dobson, D. Alfe, M. J. Gillan, G. D. Price: The viscosity of liquid iron at the physical conditions of the Earth's core, *Nature* 1998, Vol. 392, pp. 805-807, [dostęp:23.09.2021](#)
40. A. Bolewski, J. Kubisz, A. Manecki, W. Żabiński: *Mineralogia ogólna*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1990.
41. A. Bolewski, W. Parachoniak: *Petrografia*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1974.
42. A. Manecki, M. Muszyński: *Przewodnik do petrografii*, AGH Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne, Kraków 2008.
43. J. Żaba: *Ilustrowany słownik skał i minerałów*, Videograf II, Katowice 1993.
44. P. Roniewicz (Red.): *Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej*, Polska Agencja Ekologiczna S.A., Warszawa 1999.
45. E. H. Nickel: International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names: Definition of a mineral, *Mineralogy and Petrology* 1995, Vol. 55, Iss. 4, pp. 323-326.
46. A. Manecki: *Mineralogia szczegółowa*, Mineralpress Kraków, Kraków 2019.
47. A. Bolewski, A. Manecki: *Rozpoznawanie minerałów*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1990.
48. P. Czubla, W. Mizerski, E. Świerczewska-Gładysz: *Przewodnik do ćwiczeń z geologii*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2004.
49. T. Penkala: *Zarys krystalografii*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa 1983.
50. Z. Bojarski, M. Gigla, K. Stróż, M. Surowiec: *Krystalografia - podręcznik wspomagany komputerowo*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1974.
51. A. Bolewski, A. Manecki: *Mineralogia opisowa*, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków 1984.
52. T. Penkala: *Optyka kryształów*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa 1971.
53. W. Łapot: *Optyka kryształów dla geologów i gemmologów*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice 2004.
54. A. Wegener: *The origin of continents and oceans*, Dover Publications, New York 1966.
55. P. Kearey, F. J. Vine: *Global Tectonics*, Blackwell Science, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne 1990.
56. A. Radomski, M. A. Gasiński: *Elementy oceanologii. Wprowadzenie do środowisk morskich*, Wydawnictwo UJ, Kraków 2004.
57. T. H. van Andel: *Nowe spojrzenie na starą planetę. Zmienne oblicze Ziemi*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2012.

58. K. C. Condie: *Earth as an Evolving Planetary System*, Third Edition, Elsevier, Amsterdam 2015.
59. J. Golonka, D. Ford: *Pangean (Late Carboniferous Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2000, Vol. 161, pp. 3-12, [dostęp:23.09.2021](#)
60. E. C. Bullard, J. E. Everett, A. G. Smith: *The fit of the continents around the Atlantic: a symposium on continental drift*, *Philosophical Transactions A* 1965, Vol. 258, pp. 41-51, [dostęp:23.09.2021](#)
61. W. S. McKerrow, C. Mac Niocaill, J. F. Dewey: *The Caledonian Orogeny redefined*, *Journal of the Geological Society* 2000, Vol. 157, pp. 1149-1154, [dostęp:23.09.2021](#)
62. E. Suess: *Das Antlitz der Erde (The Face of the Earth)*, G. Freytag, Leipzig 1885.
63. J. Golonka: *Cambrian-Neogene Plate Tectonic Maps*, Wydawnictwa Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków 2000.
64. H. Stille: *The Present Tectonic State of the Earth*, AAPG Bulletin 1936, Vol. 20, iss. 7, pp. 849-880.
65. J. Golonka, M. I. Ross, C. R. Scotese: *Phanerozoic Paleogeographic and Paleoclimatic Modeling maps*. In: A. F. Embry, B. Beauchamp, D. J. Glass (Eds.), *Pangea: Global Environments and Resources*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 1994, Vol. 17, pp. 1-47.
66. R. D. Muller, M. Sdrolias, C. Gaina, W. R. Roest: *Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust*, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2008, Vol. 9, Iss. 4, pp. 1-19.
67. F. J. Vine, D. H. Matthews: *Magnetic anomalies over oceanic ridges*, *Nature* 1963, Vol. 199, pp. 947-949.
68. X. Le Pichon: *Sea-floor spreading and continental drift*, *Journal of Geophysical Research* 1968, Vol. 73, pp. 3661-3697.
69. J. Golonka, M. Doktor, K. Miśkiewicz, M. Krobicki, T. Stomka: *Selected geosites within a proposed new trans-border Pieniny Geopark (Polish-Slovakian)*, *Acta Geoturistica* 2014, Vol. 5, iss. 2, pp. 46-63, [dostęp:23.09.2021](#)
70. F. J. Vine: *Spreading of the ocean floor: new evidence*, *Science* 1966, Vol. 154, pp. 1405-1415.
71. S. W. Carey: *The Expanding Earth*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York 1976.
72. S. Cwojdzński, J. Koziar: *Konferencja międzynarodowa - Zagadnienia ekspandującej Ziemi - Wrocław-Sosnowka*, 14-17.11.1994, *Przegląd Geologiczny* 1995, Vol. 43, iss. 4, pp. 349.
73. H. Schuh, J. Böhm: *Very Long Baseline Interferometry for Geodesy and Astrometry*. In: G. Xu (Ed.), *Sciences of Geodesy – II, Innovations and Future Developments*, Springer, Berlin, Heidelberg 2013.
74. T. H. Dixon: *An Introduction to the Global Positioning System and Some Geological Applications*, School of Geosciences Faculty and Staff Publications 1991, Vol. 504.
75. H. Benioff: *Orogenesis and deep crustal structure: additional evidence from seismology*, *Geological Society of America Bulletin* 1954, Vol. 65, pp. 385-400, [dostęp:23.09.2021](#)
76. S. P. Grand, R. D. Van der Hilst, S. Widiyantoro: *Global Seismic Tomography: A Snapshot of Convection in the Earth*, *GSA Today* 1997, Vol. 7, Iss. 4, pp. 1-7, [dostęp:23.09.2021](#)
77. J. D. Dana: *Manual of geology: Treating of the principles of the science with special reference to American geological history*. Fourth edition, American Book Company, New York 1895.
78. J. F. Dewey, J. M. Bird: *Mountain belts and the new global tectonics*, *Journal of Geophysical Research* 1970, Vol. 75, pp. 2625-2647.
79. K. Burke: *Evolution of Continental Rift Systems in the Light of Plate Tectonics*. In: I. B. Ramberg, E. R. Neumann (Eds.), *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, Springer, Dordrecht 1978.
80. J. Chorowicz: *The east African rift system*, *Journal of African Earth Sciences* 2005, Vol. 43, iss. 1-3, pp. 379-410, [dostęp:23.09.2021](#)
81. G. Woldegabriel, J. L. Aronson, R. C. Walter: *Geology, geochronology, and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopia Rift*, *Geological Society of America Bulletin* 1990, Vol. 102, iss. 4, pp. 439-458.
82. C. J. Ebinger, A. L. Deino, A. L. Tesha, T. Becker, U. Ring: *Tectonic controls on rift basin morphology: evolution of the Northern Malawi (Nyasa) Rift*, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 1993, Vol. 9, iss. B10, pp. 17821-17836, [dostęp:23.09.2021](#)
83. J. Makowski: *Geografia fizyczna świata*, PWN, Warszawa 2018.
84. D. P. McKenzie, D. Davies, P. Molnar: *Plate tectonics of the Red Sea and east Africa*, *Nature* 1970, Vol. 226(5242), pp. 243-248.
85. L. M. Gahagan, C. R. Scotese, J.-Y. Royer, D. T. Sandwell, J. K. Winn, R. L. Tomlins, M. I. Ross, J. S. Newman, R. D. Müller, C. L. Mayes, L. A. Lawver, C. E. Heubeck: *Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data*, *Tectonophysics* 1988, Vol. 155, Iss. 1-4, pp. 1-6, 11-26, [dostęp:23.09.2021](#)
86. I. B. Ramberg, E. R. Neumann (Eds.): *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*, Springer, Dordrecht 1978.
87. J. Żaba: *Wulkan Kilimandżaro – geoturystyczna atrakcja Afryki*, *Geoturystyka* 2005, Vol. 2, Iss. 1, pp. 3-12.
88. P. A. Mohr, B. Zanettin: *The Ethiopian flood basalt province*. In: J.D. Macdougall (Ed.), *Continental flood basalts*, Springer, Dordrecht 1988.
89. P. A. Mohr: *The Afar Triple Junction and sea-floor spreading*, *Tectonophysics* 1988, Vol. 746, pp. 173-198.
90. P. A. Allen, J. R. Allen: *Basin Analysis. Principles & Applications*, Blackwell Science, Oxford 1990.
91. J. Golonka: *Phanerozoic Paleoenvironment and Paleolithofacies Maps. Mesozoic (Mapy paleośrodowiska i paleolitofacie fanerozoiku. Mezozoik)*, *Geologia* 2007, Vol. 33, iss. 2, pp. 211-264.
92. P. C. Richards, N. G. T. Fannin: *Geology of the North Falkland basin*, *Journal of Petroleum Geology* 1997, Vol. 20, iss. 2, pp. 165-183.
93. R. Searle: *Mid-ocean ridges*, Cambridge University Press, Cambridge 2013.
94. E. E. Davis, C. R. B. Lister: *Fundamentals of Ridge Crest Topography*, *Earth and Planetary Science Letters* 1974, Vol. 21, iss. 4, pp. 405-413.
95. K. C. Macdonald, P. J. Fox: *The mid-ocean ridge*, *Scientific American* 1990, Vol. 262, iss. 6, pp. 72-81.
96. K. C. Macdonald: *Mid-Ocean Ridges: Fine Scale Tectonic, Volcanic and Hydrothermal Processes Within the Plate Boundary*

- Zone, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 1982, Vol. 10, iss. 1, pp. 155-190.
97. M. Wilson: *Igneous petrogenesis*, Chapman & Hall, London 1993.
98. P. Michael, M. Cheadle: *Making a Crust*, *Science* 2009, Vol. 323 (5917), pp. 1017-1018.
99. A. P. le Roex: *Mid-ocean ridge basalt (MORB)*. In: *Geochemistry. Encyclopedia of Earth Science*, Springer, Dordrecht 1998.
100. C. Van Dover: *The ecology of deep-sea hydrothermal vents*, Princeton University Press, Princeton 2000.
101. C. R. German, K. L. Von Damm: *Hydrothermal processes*. In: H.D. Holland, K.K. Turekian, H. Elderfield (Eds.), *Treatise on geochemistry*, Vol. 6. *The oceans and marine geochemistry*, Elsevier-Pergamon, Oxford 2019.
102. P. A. Rona, G. Klinkhammer, T. A. Nelsen, J. H. Trefry, H. Elderfield: *Black smokers, massive sulphides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge*, *Nature* 1986, Vol. 321(6065), pp. 33-37.
103. S. Uyeda: *Subduction zones: an introduction to comparative subductology*, *Tectonophysics*, 1982, Vol. 81, iss. 3-4, pp. 133-159.
104. S. Uyeda: *Subduction zones and back arc basins - a review*, *Geologische Rundschau* 1981, Vol. 70, iss. 2, pp. 552-569.
105. S. Uyeda, H. Kanamori: *Back-arc opening and the mode of subduction*, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1979, Vol. 84, iss. B3, pp. 1049-1061.
106. Y. Isozaki, K. Aoki, T. Nakama, S. Yanai: *New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands*, *Gondwana Research* 2010, Vol. 18, iss. 1, pp. 82-105.
107. V. A. Ramos: *Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle*. In: S. M. Kay, V. A. Ramos, W. R. Dickinson (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, *Geological Society of America Memoir* 2009, Vol. 204, pp. 31-65.
108. V. A. Ramos: *Plate tectonic setting of the Andean Cordillera*, *Episodes* 1999, Vol. 22, iss. 3, pp. 183-190.
109. B. D. R. Hinga: *Ring of Fire: An Encyclopedia of the Pacific Rim's Earthquakes, Tsunamis, and Volcanoes: An Encyclopedia of the Pacific Rim's Earthquakes, Tsunamis, and Volcanoes*, ABC-CLIO, Santa Barbara 2015.
110. J. M. van den Broek, C. Gaina: *Microcontinents and continental fragments associated with subduction systems*, *Tectonics* 2020, Vol. 39, iss. 8, e2020TC006063, dostęp:20.09.2021
111. K. M. Storetvedt: *The Tethys Sea and the Alpine-Himalayan orogenic belt; mega-elements in a new global tectonic system*, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 1990, Vol. 62, iss. 1-2, pp. 141-184.
112. M. Narkiewicz: *Problemy budowy i ewolucji geologicznej Himalajów i Tybetu na XXX Międzynarodowym Kongresie Geologicznym w Pekinie*, *Przegląd Geologiczny* 1997, Vol. 45, iss. 5, p. 476.
113. M. P. Searle, B. F. Windley, M. P. Coward, D. J. W. Cooper, D. Rex, Li Tingdong, Xiao Xuchang, M. Q. Jan, V. C. Thakur, S. Kumar: *The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya*, *Geological Society of America Bulletin* 1987, Vol. 98, iss. 6, pp. 678-701.
114. G. F. Davies: *Whole-mantle convection and plate tectonics*, *Geophysical Journal International* 1977, Vol. 49, iss. 2, pp. 459-486.
115. D. L. Anderson, A. M. Dziewonski: *Seismic tomography*, *Scientific American* 1984, Vol. 251, iss. 4, pp. 60-71.
116. A. M. Dziewonski, D. L. Anderson: *Seismic Tomography of the Earth's Interior: The first three-dimensional models of the earth's structure promise to answer some basic questions of geodynamics and signify a revolution in earth science*, *American Scientist* 1984, Vol. 72, iss. 5, pp. 483-494.
117. R. J. Stern: *A Subduction Primer for Instructors of Introductory Geology Courses and Authors of Introductory Geology Textbooks*, *Journal of Geoscience Education* 1998, Vol. 46, iss. 3, pp. 221-228.
118. R. J. Stern, S. H. Bloomer: *Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs*, *Geological Society of America Bulletin* 1992, Vol. 104, iss. 12, pp. 1621-1636.
119. R. J. Stern: *Subduction initiation: spontaneous and induced*, *Earth and Planetary Science Letters* 2004, Vol. 226, iss. 3-4, pp. 275-292.
120. E. R. Oxburgh, E. M. Parmentier: *Compositional and density stratification in oceanic lithosphere-causes and consequences*, *Journal of Geophysical Research* 1977, Vol. 133, iss. 4, pp. 343-355.
121. S. Uyeda: *Chilean vs. Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics*. In: J. W. H. Monger, J. Francheteau (Eds.), *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*, *American Geophysical Union Geodynamics Series* 1987, Vol. 18, pp. 1-7.
122. C. W. Fuller, S. D. Willet, M. T. Brandon: *Formation of forearc basins and their influence on subduction zone earthquakes*, *Geological Survey of America* 2006, Vol. 34, iss. 2, pp. 65-68.
123. M. Meschede: *Accretionary Wedge*. In: J. Harff, M. Meschede, S. Petersen, J. Thiede (Eds.), *Encyclopedia of Marine Geosciences*, Springer, Dordrecht 2015.
124. M. Cieszkowski, J. Golonka, M. Krobicki, A. Ślaczka, N. Oszczytko, A. Waskowska, M. Wendorff: *The Northern Carpathians plate tectonic evolutionary stages and origin of olistoliths and olistostromes*, *Geodinamica Acta* 2009, Vol. 22, iss. 1-3, pp. 101-126.
125. W. R. Dickinson: *Compositions of sandstones in Circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins*, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 1982, Vol. 66, iss. 2, pp. 121-137.
126. A. H. Mitchell, H. G. Reading: *Evolution of Island Arcs*, *The Journal of Geology* 1971, Vol. 79, iss. 3, pp. 253-284.
127. I. W. D. Dalziel: *Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal*, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 1981, Vol. 300(1454), pp. 319-335.
128. Y. Tatsumi, Y. I. Otofuiji, T. Matsuda, S. Nohda: *Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection*, *Tectonophysics* 1989, Vol. 166, iss. 4, pp. 317-329.
129. J. T. Wilson: *A new class of faults and their bearing on continental drift*, *Scientific American* 1965, Vol. 250, iss. 5, pp. 40-52.

130. J. C. Duarte (Ed.): Transform Plate Boundaries and Fracture Zones, Elsevier, Amsterdam 1984.
131. T. H. Anderson, V. A. Schmidt: The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time, *Geological Society of America Bulletin* 1983, Vol. 94, iss. 8, pp. 941-966.
132. R. E. Powell, R. J. Weldon: Evolution of the San Andreas fault, *Earth and Planetary Sciences* 1992, Vol. 20, iss. 1, pp. 431-468.
133. A. M. C. Sengör: The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance, *Journal of the Geological Society* 1979, Vol. 136, iss. 3, pp. 269-282.
134. P. Mann, M. R. Hempton, D. C. Bradley, K. Burke: Development of pull-apart basins, *The Journal of Geology* 1983, Vol. 91, iss. 5, pp. 529-554.
135. Y. Yılmaz, E. Gökaşan, A. Erbay: Morphotectonic development of the Marmara Region, *Tectonophysics* 2010, Vol. 488, iss. 1-4, pp. 51-70.
136. J. C. Savage, W. H. Prescott, M. Lisowski, N. King: Deformation across the Salton trough, California, 1973-1977, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 1979, Vol. 84, iss. B6, pp. 3069-3079.
137. J. Golonka, S. J. Porębski, J. Barmuta, B. Papiernik, S. Bębenek, M. Barmuta, D. Botor, K. Pietsch, T. Słomka: Palaeozoic palaeogeography of the East European Craton (Poland) in the framework of global plate tectonics, *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 2019, Vol. 89, iss. 4, pp. 381-403.
138. J. Golonka, J. Barmuta, M. Barmuta, B. Papiernik, K. Pietsch, S. Porębski, T. Słomka: Paleogeografia platformy wschodnioeuropejskiej na tle globalnej tektoniki. In: J. Golonka, S. Bębenek (Eds.), *Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów*, Wyd. Arka, Cieszyn 2017.
139. L. Euler: Theoremum quorundam ad numeros primos spectantium demonstratio, *Commentarii Academiae Scientiarum Petropolitanae* 1741, Vol. 8, pp. 141-146.
140. J. Golonka, N. Y. Bocharova: Hot spots activity and the break-up of Pangea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2000, Vol. 161, Iss. 1-2, pp. 49-69, [dostęp:20.09.2021](#)
141. V. Courtillot, A. Davaillie, J. Besse, J. Stock: Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth and Planetary Science Letters* 2003, Vol. 205, Iss. 3-4, pp. 295-308, [dostęp:20.09.2021](#)
142. W. J. Morgan: Convection Plumes in the Lower Mantle, *Nature* 1971, Vol. 230 (5288), pp. 42-43.
143. J. Golonka, N. Y. Bocharova: Hot spots activity and the break-up of Pangea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2000, 161, pp. 49-69.
144. J. T. Wilson: A possible origin of the Hawaiian Islands, *Canadian Journal of Physics* 1963, Vol. 41, iss. 6, pp. 863-870.
145. R. E. Chapman: Petroleum geology, Elsevier, Amsterdam 2000.
146. A. Zubrzycki: Podstawy geologii naftowej, Zakład Poligraficzny S.C.M.R. Wioska, Kraków 2011.
147. I. Davison: Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins, *Geological Society, London, Special Publications* 2007, Vol. 272, iss. 1, pp. 345-359.
148. S. E. Beglinger, H. Doust, S. Cloetingh: Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins, *Marine and Petroleum Geology* 2012, Vol. 30, iss. 1, pp. 1-25.
149. A. Zabanbark: Geological structure and petroleum resource potential of the North Sea basin, *Oceanology* 2012, Vol. 52, Iss. 4, pp. 513-525.
150. W. Pożaryski, W. Brochwicz-Lewiński: O aulakogenie środkowopolskim, *Kwartalnik Geologiczny* 1979, Vol. 23, iss. 2, pp. 271-290, [dostęp:20.09.2021](#)
151. J. Golonka, F. Picha: The Carpathians and their foreland : geology and hydrocarbon resources, *American Association of Petroleum Geologists, Tulsa* 2006.
152. T. Nakajima: Late Cenozoic tectonic events and intra-arc basin development in Northeast Japan. In: Y. Itoh (Ed.), *Mechanism of sedimentary basin formation – multidisciplinary approach on active plate margins*, InTech, Rijeka 2013.
153. D. R. Sarewitz, S. D. Lewis: The Marinduque intra-arc basin, Philippines: Basin genesis and in situ ophiolite development in a strike-slip setting, *Geological Society of America Bulletin* 1991, Vol. 103, Iss. 5, pp. 597-614.
154. E. L. Geist, J. R. Childs, D. W. Scholl: Evolution and petroleum geology of Amlia and Amukta intra-arc summit basins, Aleutian Ridge, *Marine and Petroleum Geology* 1987, Vol. 4, Iss. 4, pp. 334-352.
155. J. Golonka, P. Aleksandrowski, M. Aubrecht, J. Chowaniec, M. Chrustek, M. Cieszkowski, R. Florek, A. Gawęda, M. Jarosiński, B. Kępińska, M. Krobicki, J. Lefeld, M. Lewandowski, F. Marko, M. Michalik, N. Oszczyk, F. Picha, M. Potfaj, E. Słaby, A. Ślęczka, M. Stefaniuk, A. Uchman, A. Żelaźniewicz: Orava Deep Drilling Project and the Post Paleogene tectonics of the Carpathians, *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 2005, Vol. 75, pp. 211-248.
156. Y. H. Suo, S. Z. Li, S. J. Zhao, I. D. Somerville, S. Yu, L. M. Dai, L. Q. Xu, X. Z. Cao, P. C. Wang: Continental margin basins in East Asia: Tectonic implications of the Meso-Cenozoic East China Sea pull-apart basins, *Geological Journal* 2015, Vol. 50, Iss. 2, pp. 139-156.
157. J. Nawrocki, A. Żelaźniewicz: Paleozoiczna Akrecja Polski – podsumowanie projektu, *Przegląd Geologiczny* 2005, Vol. 53, iss. 1, pp. 31-33.
158. R. A. Scrutton (Ed.): Dynamics of Passive Margins, *American Geophysical Union, Waszyngton* 1982.
159. N. Y. Kunin: Distribution of sedimentary basins of Eurasia and the volume of the Earth's sedimentosphere, *International Geology Review* 1987, Vol. 29, iss. 11, pp. 1257-1264.
160. R. J. Stern: Subduction zones, *Reviews of Geophysics* 2002, Vol. 40, iss. 4, pp. 1-40.
161. G. Shanmugam: Submarine fans: A critical retrospective (1950-2015), *Journal of Palaeogeography* 2016, Vol. 5, iss. 2, pp. 110-184.
162. J. R. Curran, F. J. Emmel, D. G. Moore: The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes, *Marine*

and Petroleum Geology 2002, Vol. 19, iss. 10, pp. 1191-1223.

163. K. G. Cox: Continental Magmatic Underplating, Philosophical Transactions of the Royal Society A 1993, Vol. 342 (1663), pp. 155-166.

164. R. E. Ernst, K. L. Buchan, I. H. Campbell: Frontiers in Large Igneous Province research, Lithos 2005, Vol. 79, pp. 271-297.

165. A. Paulo, A. Gałaś: Polska Wyprawa Naukowa do Peru, Przegląd Geologiczny 2011, Vol. 59, iss. 1, pp. 58-68.

166. J. Žaba, Z. Matolepszy: Aktywność uskoków w Dolinie Rio Colca w rejonie Pinchollo-Maca, Andy Środkowe, Południowe Peru. Fault Activity In The Rio Colca Valley In The Pinchollo-Maca Area, Central Andes, Southern Peru, Geologia 2008, Vol. 34, iss. 2/1, pp. 83-106.

167. J. Golonka, J. Nawrocki: Mapy położenia kontynentów w przeszłości geologicznej. In: J. Nawrocki, A. Becker (Eds.), Atlas geologiczny Polski, Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2017.

168. K. V. Hodges: Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives, Geological Society of America Bulletin 2000, Vol. 112, iss. 3, pp. 324-350.

169. F. Marko, A. Sigdel, M. Bielik, V. Bezák, A. Mojzeš, J. Madarás, J. Papčo, P. Siman, S. Acharya, K. Fekete: A comparison of Cenozoic Neo-Alpine tectonic evolution of the Western Carpathian and Himalayan orogenic belts (Slovakia-Nepal), Mineralia Slovaca 2020, Vol. 52, iss. 2, pp. 63-82.

170. J. Golonka: Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, Tectonophysics 2004, Vol. 381, pp. 235-273.

171. P. Gao, Y. F. Zheng, Z. F. Zhao, G. C. Sun: Source diversity in controlling the compositional diversity of Cenozoic granites in the Tethyan Himalaya, Lithos 2021, Vol. 388-389, art. 106072.

172. J. Golonka: The Carpathians and their foreland : geology and hydrocarbon resources, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa 2006.

173. J. Golonka, A. Gawęda, A. Waśkowska: Carpathians. In: D. Alderson, S. A. Elias (Eds.), Encyclopedia of Geology, Elsevier, Amsterdam 2021.

174. J. T. Wilson: Did the Atlantic Close and then Re-Open?, Nature 1966, Vol. 211 (5050), pp. 676-681.

175. K. Burke, J. F. Dewey: The Wilson Cycle. Geological Society of America, Northeastern Section, 10th Annual Meeting, Syracuse, NY, Abstracts with Programs, Boulder, CO, p. 48.

176. J. Golonka: Narodziny i śmierć wielkiej wody, ACADEMIA : magazyn Polskiej Akademii Nauk 2018, Vol. 1(53), pp. 35-37.

177. Y. Dilek: Ophiolite concept and its evolution, Geological Society of America. Special Paper 373.

178. A. F. Park: Ophiolite. In: Petrology. Encyclopedia of Earth Science, Springer, Boston 1994.

179. R. Mason: Ophiolites, Geology Today 1985, Vol. 1, Iss. 5, pp. 136-140.

180. R. Kryza, C. Pin: The Central-Sudetic ophiolites (SW Poland): petrogenetic issues, geochronology and palaeotectonic implications, Gondwana Research 2010, Vol. 17, iss. 2-3, pp. 292-305.

181. A. Majerowicz: Krótki przewodnik terenowy po skałach ofiolitowego zespołu Ślęży oraz ich petrologicznej i geologicznej historii, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław 2006.

182. J. F. Dewey: Ophiolite obduction, Tectonophysics 1976, Vol. 31, iss. 1-2, pp. 93-120.

183. J. Golonka: Historia geologiczna Sudetów. In: Bartuś, M. Łodziński, W. Mastej, J. Barmuta (Eds.), Geostrada Sudecka : przewodnik geologiczny, T. 1, Wydawnictwa AGH, Kraków 2019.

184. K. Pietsch, S. J. Porębski, P. Marzec: Wykorzystanie sejsmostratygrafii do rozpoznania rozkładu mioceńskich facji zbiornikowych w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, Kwartalnik AGH. Geologia 2010, Vol. 36, iss. 2, pp. 173-186.

185. S. S. Beus, M. Morales (Eds.): Grand Canyon Geology (2nd ed.), Oxford University Press, New York, Oxford 2003.

186. [Sejsmologia: Encyklopedia. PWN, dostęp:19.10.2021](#)

187. R. M. Musson, G. Grünthal, M. Stucchi: The comparison of macroseismic intensity scales, Journal of Seismology 2010, Vol. 14, iss. 2, pp. 413-428.

188. G. Grünthal (Ed.): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98), Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg 1998.

189. [Michigan Tech\[nological University\]: Przeliczenie wartości skali EMS na skalę magnitud, dostęp:19.10.2021](#)

190. [Bruce A. Bolt: Earthquake - geology. In: Encyklopedia Britannica, dostęp:19.10.2021](#)

191. R. A. Harris: Large earthquakes and creeping faults, Reviews of Geophysics 2017, Vol. 55, iss. 1, pp. 169-198.

192. T. Brachaniec, Z. Tymiński, A. Broszkiewicz: Powstawanie kraterów impaktowych i ich rodzaje, Acta Societatis Meteoriticae Polonorum 2014, Vol. 5, pp. 30-46.

193. M. Telecka: Geomitologia kraterów kolizyjnych i zjawisk impaktowych, Przegląd Geologiczny 2017, Vol. 65, iss. 7, pp. 427-431.

194. E. Pilecka, R. Szermer-Zaucha: Metody oceny oddziaływania wstrząsów pochodzenia górniczego na budynki, Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN 2016, Vol. 94, pp. 15-25.

195. W. Białoń, E. Zarzycka, S. Lasocki: Seismicity of Czorsztyn Lake Region: a case of reservoir triggered seismic proces?, Acta Geophysica 2015, vol. 63, iss. 4, pp. 1080-1089.

196. P. M. Shearer: Introduction to seismology, Cambridge University Press, Cambridge 1999.

197. M. Ohnaka: The physics of rock failure and earthquakes, Cambridge University Press, Cambridge 2013.

198. B. Gutenberg, C. F. Richter: Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, Princeton University Press, Princeton 1954.

199. B. Gutenberg, C. F. Richter: Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes, Earthquake Information Bulletin (USGS) 1938, Vol. 21, iss. 1, pp. 58-63.

200. D. R. Coen: The Earthquake Observers: Disaster Science From Lisbon to Richter, University of Chicago Press, Chicago 2012.

201. E. Bryant: Tsunami. The underrated hazard, Springer, Dordrecht 2008.
202. B. W. Wilson: Seiches, *Advances in Hydrosience* 2008, Vol. 8, pp. 1-94.
203. T. Rikitake: Earthquake prediction, *Earth-Science Reviews* 1968, Vol. 4, pp. 245-282.
204. K. Mogi: Earthquake prediction, U.S. Department of Energy Office of Scientific and Technical Information, Oak Ridge 1985.
205. D. L. Turcotte: Earthquake prediction, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 1991, Vol. 19, iss. 1, pp. 263-281.
206. R. J. Geller: Earthquake prediction: a critical review, *Geophysical Journal International* 1997, Vol. 131, iss. 3, pp. 425-450.
207. M. Noguchi, H. Wakita: A method for continuous measurement of radon in groundwater for earthquake prediction, *Journal of Geophysical Research* 1977, Vol. 82, iss. 8, pp. 1353-1357.
208. M. S. Lazaridou-Varotsos: Earthquake Prediction by Seismic Electric Signals: The success of the VAN method over thirty years, Springer Science & Business Media, Berlin, Heidelberg 2012.
209. J. H. Whitcomb, J. D. Garmany, D. L. Anderson: Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before the San Francisco earthquake, *Science* 1973, Vol. 180(4086), pp. 632-635.
210. J. B. Walsh, J. R. Rice: Local changes in gravity resulting from deformation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 1979, Vol. 84, iss. B1, pp. 165-170.
211. R. Monastersky: [Lessons and Questions Emerge from Armenian Quake](#), *Science News* 1989, Vol. 135, iss. 3, p. 43, [dostęp:20.09.2021](#)
212. G. V. Berg: The Skopje, Yugoslavia Earthquake, July 26, 1963, American Iron and Steel Institute, Nowy Jork 1963.
213. S. Bungale: Wind and earthquake resistant buildings – structural analysis and design, Marcel Dekker, Nowy Jork 2005.
214. A. Urbanek: Tsunami - zagrożenie ekologiczne bezpieczeństwa powszechnego, *Studia nad Bezpieczeństwem* 2017, Vol. 2, pp. 17-32.
215. K. Sieh, R. E. Wallace: The San Andreas fault at Wallace Creek, San Luis Obispo County, California. In: *Cordilleran Section of the Geological Society of America. Centennial Field Guide. Vol. 1*, Geological Society of America, Boulder, CO 1987.
216. J. Liu-Zeng, Y. Klinger, K. Sieh, C. Rubin, G. Seitz: Serial ruptures of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California, revealed by three-dimensional excavations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 2006, Vol. 111, iss. B2, pp. 1-34.
217. B. C. Heezen, W. M. Ewing: Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks [Newfoundland] earthquake, *American Journal of Science* 1952, Vol. 250, Iss. 12, pp. 849-873.
218. G. Shanmugam: The tsunamite problem, *Journal of Sedimentary Research* 2006, Vol. 76, pp. 718-730.
219. G. Shanmugam: Process-sedimentological challenges in distinguishing paleo-tsunami deposits, *Natural Hazards* 2012, Vol. 63, iss. 1, pp. 5-30.
220. T. Parsons, E. L. Geist, H. F. Ryan, H. J. Lee, P. J. Haeussler, P. Lynett, P. E. Hart, R. W. Sliter, E. C. Roland: Source and progression of a submarine landslide and tsunami: The 1964 Great Alaska earthquake at Valdez, *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 2014, Vol. 119, iss. 11, pp. 8502-8516.
221. B. F. Atwater, G. B. Griggs: Deep-Sea Turbidites as Guides to Holocene Earthquake history at the Cascadia Subduction Zone: Alternative Views for a Seismic-Hazard Workshop, *US Geological Survey Open-File Report* 2012, Vol. 1043, p. 58.
222. M. Cieszkowski, J. Golonka, M. Krobicki, A. Ślęcka, A. Waśkowska, M. Wendorff: Olistolity w serii śląskiej i ich związek z fazami rozwoju basenu śląskiego. Olistolith within the Silesian Series and their connections with evolutionary stages of the Silesian Basin, *Kwartalnik AGH. Geologia* 2009, Vol. 33, iss. 2/1, pp. 13-21.
223. J. Golonka, M. Krobicki, A. Waśkowska, M. Cieszkowski A. Ślęcka: Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians, *Geological Magazine* 2015, Vol. 152, iss. 2, pp. 269-286.
224. J. P. McCalpin: *Paleoseismology*, Elsevier, Amsterdam, New York 1996.
225. R. S. Yeats, K. E. Sieh, C. A. Allen: *The Geology of Earthquakes*, Oxford University Press, New York 1997.
226. A. Seilacher: Fault-graded beds interpreted as seismites, *Sedimentology* 1969, Vol. 13, pp. 155-159.
227. S. Belzyt, M. Pisarska-Jamroży: W jaki sposób badać sejsmity? Przegląd metod badawczych, *Acta Geographica Lodziensia* 2017, Vol. 106, pp. 171-180.
228. P. Łuczyński: Problem tsunamitów. Dlaczego tak mało jest kopalnych osadów tsunami?, *Przegląd Geologiczny* 2012, Vol. 6, iss. 11, pp. 598-604.
229. S. Chernicoff, R. Venkatakrishnan: *Geology*, Worth Publishers, New York 1995.
230. A. Gałaś: Charakterystyka grupy wulkanicznej Andahua w południowym Peru, *Wydawnictwa AGH Kraków* 2013, *Rozprawy Monograficzne* 281.
231. F. K. Lutgens, E. J. Tarbuck, D. G. Tasa: *Esentials of Geology*, Pearson Education Limited, Essex 2014.
232. A. Majerowicz, B. Wierzchołowski: *Petrologia skał magmowych*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1991.
233. W. Mizerski: *Geologia dynamiczna*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2014.
234. M. Książkiewicz: *Geologia dynamiczna*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1979.
235. P. C. Hess: *Origins of Igneous Rocks*, Harvard University Press, Cambridge 1989.
236. J. S. Monroe, R. Wicander: *Physical Geology*, West Publishing Company, St. Paul 1995.
237. S. J. Reynolds, J. K. Johnson, P. J. Morin, C. M. Carter: *Exploring Geology*, Mc Graw-Hill, Boston 2013.
238. P. Erfurt-Cooper, M. Cooper (Ed.): *Volcano and Geothermal Tourism*, Earthsan, London, Washington 2010.
239. M. Rosi, P. Papale, L. Lupi, M. Stoppato: *Volcanoes*, Firefly Books Ltd., Ontario 2003.
240. R. W. Decker, B. B. Decker: *Volcanoes*, Cambridge University Press, Cambridge - New York 1998.
241. H. Sigurdsson (Red.): *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, London 2000.
242. M. Graniczny, W. Mizerski: *Katastrofy przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2007.
243. D. Jerram, N. Petford: *The Field Description of Igneous Rocks*, Wiley-Blackwell, Chichester 2011.
244. A. Gałaś: *Wybuchy wulkanów. Erupcja Eyjafjöll*, Islandia, 2010, Wydawnictwa AGH, Kraków 2010.

245. R. K. Borówka: Budowa Ziemi bez tajemnic, Wydawnictwo Kurpisz, Poznań 2001.
246. W. Ryka, A. Maliszewska: Słownik petrograficzny, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1991.
247. K. Kozłowski, W. Ryka: Petrografia skał magmowych, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice 1981.
248. J. Winter: Principles of Igneous and Metamorphic Petrology 2nd Edition, Pearson Publishing House, USA 2009.
249. M. Borkowska, K. Smulikowski: Minerality skałotwórcze, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1973.
250. A. Bolewski, A. Manecki: Mineralogia szczegółowa, Wydawnictwo PAE, Warszawa 1993.
251. E. Szełęg: Atlas minerałów i skał, Wydawnictwo Pascal, Bielsko-Biała 2007.
252. A. J. Baker: Introduction to Metamorphic Rocks, Blackie, Glasgow 1990.
253. K. Kozłowski, J. Żaba, F. Fediuk: Petrologia skał metamorficznych, Uniwersytet Śląski, Katowice 1986.
254. K. Kozłowski: Petrografia skał metamorficznych, Uniwersytet Śląski, Katowice 1978.
-

Publikacja udostępniona jest na licencji Creative Commons Uznanie Autorstwa - Na tych samych warunkach 4.0.

Pewne prawa zastrzeżone na rzecz autorów i Akademii Górniczo-Hutniczej.

Zezwala się na dowolne wykorzystanie treści publikacji pod warunkiem wskazania autorów i Akademii Górniczo-Hutniczej jako autorów oraz podania informacji o licencji tak długo, jak tylko na utwory zależne będzie udzielona taka licencja.

Pełny tekst licencji dostępny na stronie <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/deed.pl>.



Data generacji dokumentu: 2022-10-05 21:55:40

Oryginalny dokument dostępny pod adresem: http://pre-epodreczniki.open.agh.edu.pl/openagh-podreczniki_view.php?catelId=148&handbookId=133
