

A.T. Solecki

Materiały szkoleniowe

GEO dla przewodników po szlaku

KARPATY

ruthenus®
WYDAWNICTWO

Krosno – Borysław – Jaremcze

Redakcja naukowa

Ihor Bubniak, Andrzej Solecki

Redakcja techniczna

Albertyna Buchynska, Jacek Wnuk

Korekta

Albertyna Buchynska, Witold Grodzki

Skład i łamanie

Karolina Kinel

Szlak Geo-Karpaty został zrealizowany przy pomocy finansowej Unii Europejskiej, w ramach Programu Współpracy Transgranicznej Polska – Białoruś – Ukraina 2007-2013. Odpowiedzialność za zawartość publikacji leży wyłącznie po stronie Państwowej Wyższej Szkoły Zawodowej im. Stanisława Pigonia w Krośnie i Narodowego Uniwersytetu Lwowskiego imienia Iwana Franki i nie może być w żadnym wypadku traktowane jako odzwierciedlenie stanowiska Unii Europejskiej.

© Państwowa Wyższa Szkoła Zawodowa im. Stanisława Pigonia w Krośnie, 2013
Rynek 1, 38-400 Krosno
tel. +48 13 437 55 00, fax +48 13 437 55 11
www.pwsz.krosno.pl

ISBN 978-83-7530-219-6

Publikacja bezpłatna

Wydano na zlecenie

Państwowej Wyższej Szkoły Zawodowej im. Stanisława Pigonia w Krośnie

Ith

Wydawnictwo Ruthenus

ul. Łukasiewicza 49, 38-400 Krosno
tel. +48 13 436 51 00, fax +48 13 436 51 00 x 30
www.ruthenus.pl



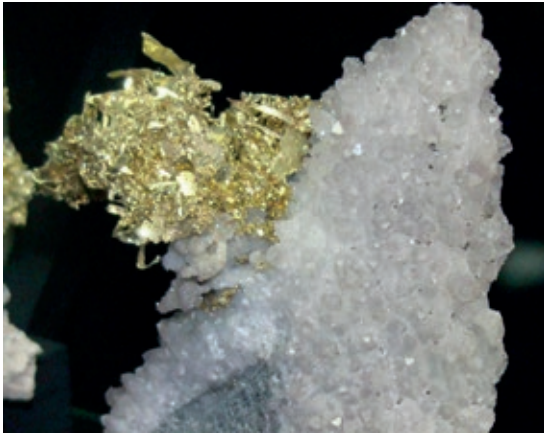
www.geokarpaty.net

▲ Wstęp

Celem tych materiałów jest zapoznanie przewodników z podstawowymi pojęciami geologicznymi w zakresie niezbędnym dla interpretacji obserwowanych na szlaku Geo-Karpaty zjawisk. Z tego powodu wiele zagadnień, zwłaszcza dotyczących skał magmowych i metamorficznych zostało pominiętych lub zasygnalizowanych jedynie skrótowo. Osoby zainteresowane mogą sięgnąć do podanej na końcu tego opracowania literatury.

▲ I. Minerale i skały

MINERAL – pierwiastek w stanie rodzimym np. złoto (ryc. 1), związek chemiczny np. sól kamienna NaCl, (ryc. 2) lub jednorodna mieszanina pochodzenia naturalnego. Ten sam związek chemiczny może występować jako różne minerały. Przykładowo dwutlenek krzemu SiO_2 może występować w formie bezpostaciowej krzemionki opalu (ryc. 3), skrytokrystalicznego chalcedonu (ryc. 4) i kwarcu (ryc. 1) w zależności od stopnia i sposobu krystalizacji.



Ryc. 1. Złoto rodzime (Au) na kryształach kwarcu (krystaliczna forma dwutlenku krzemu, SiO_2) – fot. A.T. Solecki



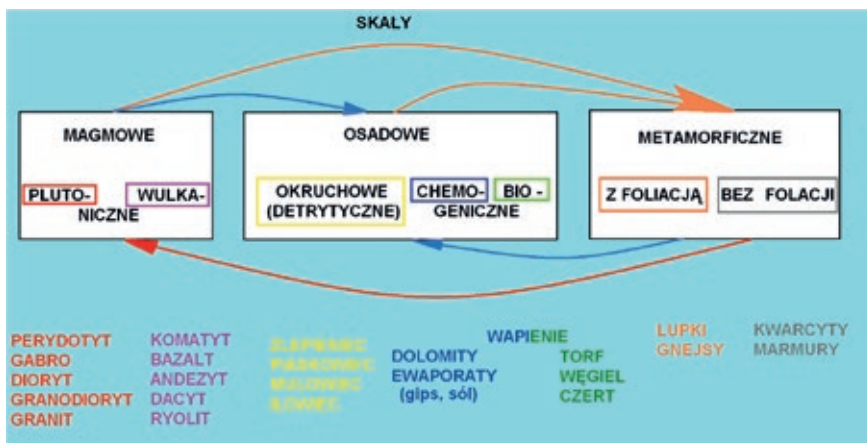
Ryc. 2. Kryształ soli kamiennej – halitu (NaCl) – fot. A.T. Solecki



Ryc. 3. Opal szlachetny – bezpostaciowa forma krzemionki (SiO_2) – fot. A.T. Solecki



Ryc. 4. Chryzopraz – zielona zabarwiona domieszkami niklu (Ni) odmiana chalcedonu (skrytokrystalicznego SiO_2) – fot. A.T. Solecki



Ryc. 5. Klasyfikacja skał – ryc. A.T. Solecki

SKAŁA zbudowana jest zazwyczaj z całego szeregu minerałów, chociaż może być monomineralna, np. wapień składający się z czystego kalcytu – węglanu wapnia (CaCO_3). Skała może być lita np. piaskowiec lub luźna np. piasek.

Skały w zależności od pochodzenia dzielimy na magmowe osadowe i metamorficzne (ryc. 5).

Skały magmowe wietrzejąc mogą dostarczać materiału do powstania skał osadowych, a oba te rodzaje skał mogą w przypadku oddziaływania podwyższonych temperatur i ciśnień podlegać procesowi metamorfizmu. Skały metamorficzne w przypadku głębokiego pogrzebienia mogą pod wpływem wysokich temperatur zostać przetopione i stają się w ten sposób źródłem nowej magmy. Zależności i możliwe przejścia pomiędzy podstawowymi rodzajami skał pokazano na ryc. 5.

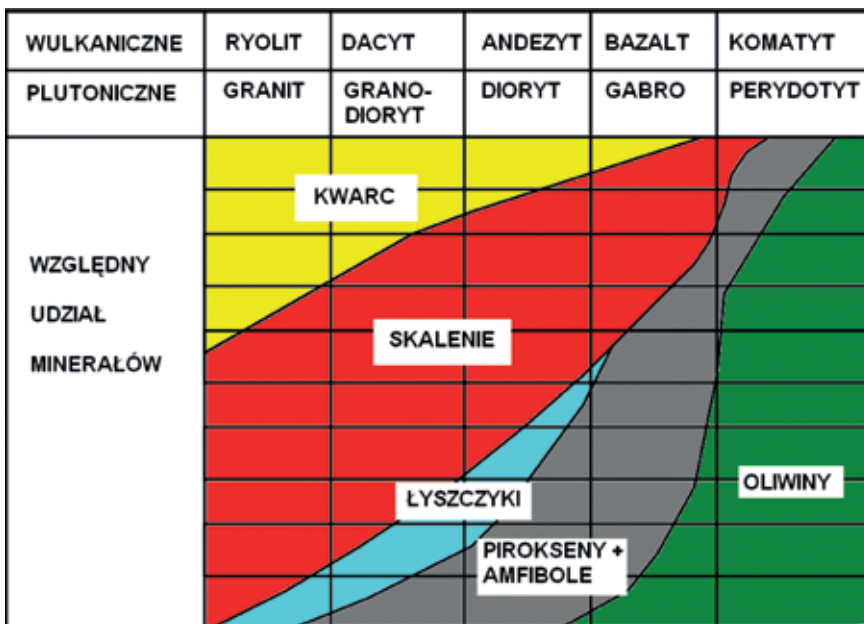
SKAŁY MAGMOWE powstałe w wyniku zastygania magmy – gorącego stopu krzemianowego powstającego w głębi skorupy ziemskiej. Magma, która wylewa się na powierzchnię Ziemi nazywana jest lawą. Skały magmowe powstałe w wyniku zastygania magmy głęboko pod ziemią nazywamy plutonicznymi (głębinowymi). Charakteryzują się one większymi rozmiarami kryształów minerałów, które miały więcej czasu na krystalizację w warunkach powolnego stygnięcia. Od łacińskiego słowa *granum* – ziarno pochodzi nazwa najbardziej popularnej gruboziarnistej skały plutonicznej – granitu (ryc. 6). Skały magmowe powstające na powierzchni Ziemi na skutek zastygania lawy nazywamy



Ryc. 6. Granit – fot. A.T. Solecki

wulkanicznymi. Niekiedy przy eksplozjach wulkanów powstają nagromadzenia okruchów zastygłej lawy (np. popioły wulkaniczne), skały takie określane są mianem piroklastycznych (z gr. *pyr* – ogień, *klastó* – okruch).

Ze względu na zawartość krzemionki SiO_2 w magmie skały magmowe dzielimy na kwaśne (ryolit, granit), obojętne (andezyt, dioryt), zasadowe (bazalt, gabro) i ultrazasadowe (komatyt, perydotyt) (ryc. 7).



Ryc. 7. Klasyfikacja skał magmowych (wg <http://www.whitman.edu/geology/winter>)

Skąły kwaśne to takie w których składzie chemicznym dominuje krzemionka SiO_2 (>66%), co prowadzi do krystalizacji nadmiaru SiO_2 w formie kwarcu (SiO_2). Skąły o mniejszej zawartości krzemionki określamy jako obojętne (53-66% SiO_2), zasadowe (45-53% SiO_2), i ultrazasadowe (<45% SiO_2). W miarę zmniejszania się zawartości SiO_2 w skałach magmowych wzrasta udział glinokrzemianów (pirokseny, amfibole, łyszczyki, skalenie) i krzemianów (oliwiny).

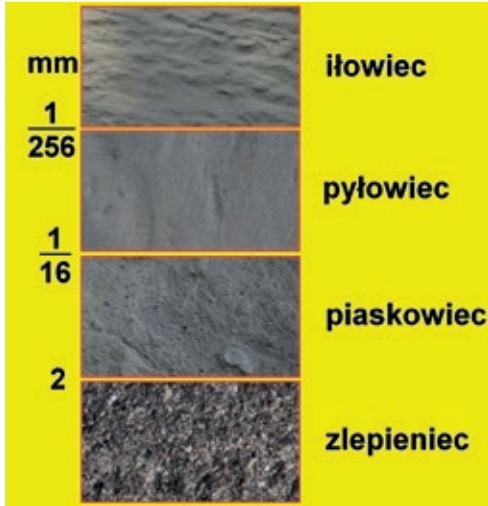
SKAŁY OSADOWE to najczęściej skąły powstające na skutek osadzania się materiału niesionego przez wody, wiatr lub lodowce. Mogą one składać się z okruców minerałów i skał i wtedy określamy je mianem skał okrucowych (tab. 1). Okrucy te mogą być luźne (np. piasek) lub lite – na skutek zlepiania przez spoiwo (np. piaskowiec).

Tab. 1. Genetyczna klasyfikacja skał osadowych

SKAŁY OSADOWE				
okrucowe (klastyczne)	piroklastyczne	rezydualne	chemogeniczne	biogeniczne
ił (pelit)	tuf	terra rosa	węglanowe	torf, węgiel
pył (aleuryt)		lateryt	krzemionkowe	bituminy
piasek (psamit)		boksyt	żelaziste	wapienie
żwir (psefit)			gipsowe i solne	rogowce
			fosforanowe	
			manganowe	
			siarkowe	

W zależności od wielkości ziarna skąły okrucowe dzielimy na luźne: żwir, piasek, pył, ił, a w formie litej są to odpowiednio: zlepieniec, piaskowiec, pyłowiec, iłowiec, (ryc. 8). Termin mułowiec dawniej używany na określenie pyłowców obecnie oznacza skałę będącą mieszaniną frakcji pylastej i ilastej.

Skałami osadowymi są również tufy (ryc. 9) i inne okrucy skąły wulkanicznej, wyrzucone w powietrze w trakcie erupcji wulkanu. Tego rodzaju skąły nazywane są piroklastycznymi.



Ryc. 8. Klasyfikacja okrucowych skal osadowych – ryc. A.T. Solecki



Ryc. 9. Ostańce erozyjne z warstwy tufów ryolitowych w Kapadocji – fot. A.T. Solecki



Ryc. 10. Terra rosa (wyspa Krk) – fot. A.T. Solecki



Ryc. 11. Kryształy gipsu (Chotel Czerwony)
– fot. A.T. Solecki

Produkty wietrzenia pozostające na miejscu (rezydualne) i tworzące rozległe pokrywy również uznawane są za rodzaj skał osadowych. Najbardziej pospolitą skałą tego typu jest terra rosa – pozostałość po krasowym zwietrzeniu, rozpuszczeniu i wyługowaniu wapieni (ryc. 10). Na skutek wzbogacenia w rozproszone w wapieniach minerały zawierające żelazo przybiera ona czerwona barwę i stąd jej nazwa.

Skały osadowe mogą powstawać również na drodze wytrącania (krystalizacji) związków chemicznych, nazywamy je wtedy chemogenicznymi. W ten sposób powstają np. skały gipsowe (ryc. 11) i solne, gdy dochodzi do odparowania wody morskiej.

Również niektóre rodzaje wapieni mogą powstawać na skutek bezpośredniej krystalizacji z roztworu. W ten sposób powstają np. trawertyny – nagromadzenia węglań wapnia (CaCO_3), wytrącającego się na skutek zmian temperatury i ciśnienia z wody wypływającej ze źródła (ryc. 12, 13). Zachodzi przy tym reakcja chemiczna:



rozkładu jonu wodorowęglanowego – HCO_3^{-1} (podstawowego składnika wód mineralnych szczaw) – analogiczna jak przy powstawaniu stalaktytów, stalagmitów i kamienia kotłowego.

Część skał osadowych powstaje na skutek działalności organizmów żywych np. wapienie raf koralowych i mszywiolowych (ryc. 14) i wtedy określamy je mianem biogenicznych. Do takich skał należą też rogowce (ryc. 15) powstające



Ryc. 12. Trawertyny wytrącone z wód termalnych w Pamukkale (Turcja) – fot. A.T. Solecki



Ryc. 13. Trawertyny w dolinie Wisłoka (Rudawka Rymanowska) – fot. A.T. Solecki



Ryc. 14. Kolonia neogeńskich mszywiolów – załączek rafy mszywiolowej – płw. Kercz – Ukraina – fot. A.T. Solecki



Ryc. 15. Rogowce (Leszczawa Górna) – ryc. A.T. Solecki

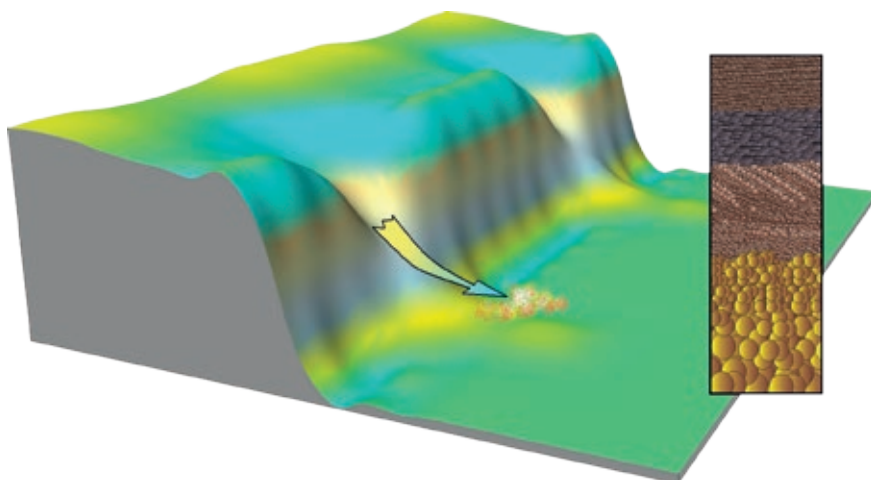
z nagromadzenia skorupki krzemek, a także torf i węgiel. Minerale w skale osadowej mogą być autogeniczne (czyli powstające na miejscu np. sól krystalizująca z wody) lub przyniesione z innego miejsca – allogeniczne.

Przykładowo, allogeniczne okruchy kwarcu przyniesione przez rzekę ze zwiertzałej skały magmowej osadzone w jej korycie mogą zostać zlepione przez wytrącający się autogeniczny węgiel wapnia i powstanie piaskowca kwarcowego o spoiwie węglanowym.

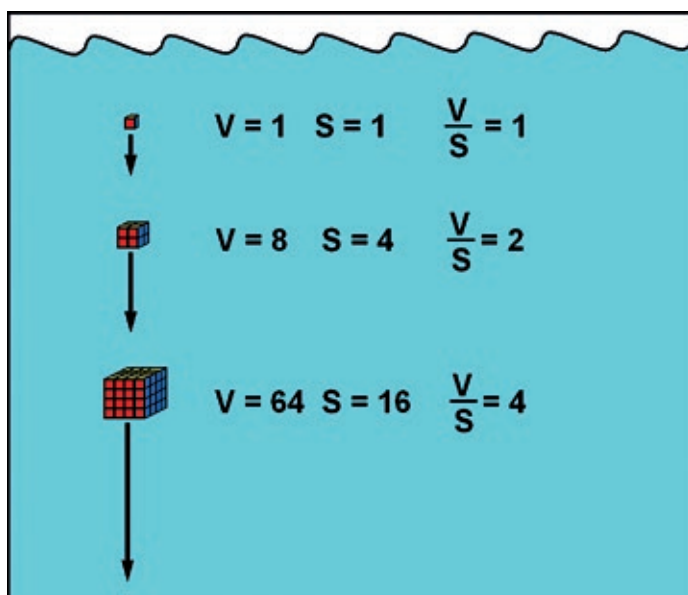
W Karpatach zewnętrznych dominują skały okrucowe, powstałe w wyniku osadzania się materiału z prądów zawieszinowych (ryc. 16), spływających do zbiornika morskiego po skłonie kontynentalnym. Okrucy te mogły pochodzić z litych skał, powstałych w płytszych strefach ówczesnego zbiornika morskiego (np., wapieni, ilowców itp.) lub głębi lądu. Ten ostatni rodzaj okruców, których charakter (skały magmowe i metamorficzne) wskazuje na pochodzenie z odległych obszarów określane jest mianem egzotyków.

W miarę utraty prędkości przez prąd zawieszinowy stopniowo osadzają się na dnie ziarna niesionego materiału. Pierwsze opadają na dno ziarna największe, ponieważ ich stosunek objętości (V) do powierzchni poprzecznej (S) jest największy (ryc. 17).

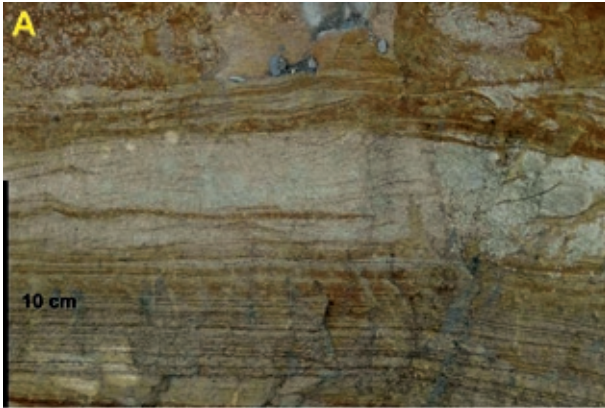
Objętość ziarna decyduje o jego ciężarze (sile grawitacji działającej na masę ziarna). Przekrój poprzeczny wpływa na wielkość oporu hydrodynamicznego przeciwdziałającego opadaniu. Jeżeli ziarna są zbudowane z materiału o tej sa-



Ryc. 16. Prąd zawieszinowy spływający po stoku kontynentalnym w prostokącie sekwencja Boumy: ławica piaskowca o uziarnieniu frakcyjnym (od grubych do drobnych ziaren), ławica drobno i średnioziarnistego piaskowca o laminacji poziomej, ławica drobnoziarnistego piaskowca o laminacji przekątnej, ławica pyłowca o laminacji poziomej, przechodząca w bezstrukturalny mułowiec – ryc. A.T. Solecki



Ryc. 17. Czynniki wpływające na prędkość opadania ziarna: V (objętość => masa) i S (przekrój poprzeczny) – ryc. A.T. Solecki



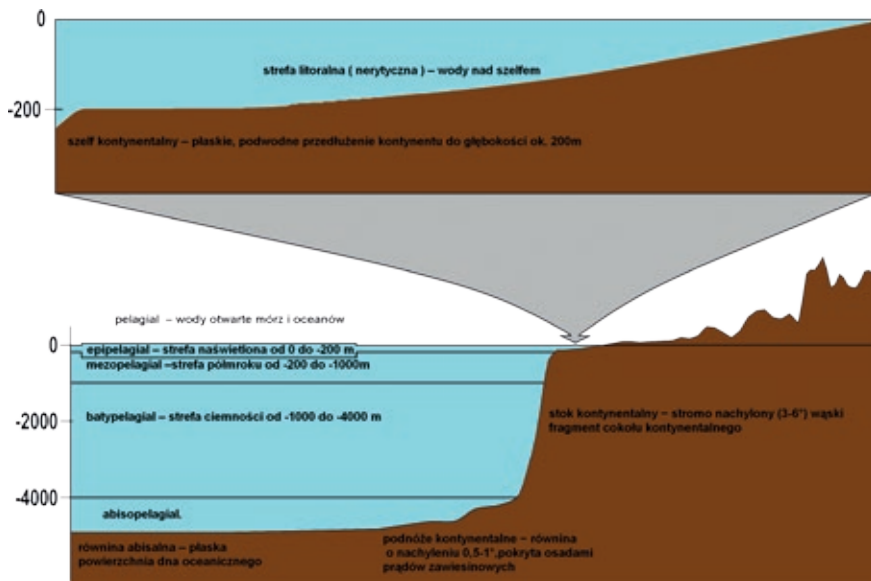
Ryc. 18A. Elementy sekwencji Boumy: ławica drobno i średnioziarnistego piaskowca o laminacji poziomej, przykryta drobnoziarnistym piaskowcem o warstwowaniu przekątnym i konwolucyjnym (elementy B i C sekwencji Boumy) – ryc. A.T. Solecki



Ryc. 18B. Odlewy jamek wirowych na powierzchni spągowej ławicy piaskowca (element A sekwencji Boumy) zalegającego na mułowcu (element E niżej leżącej sekwencji Boumy) – ryc. A.T. Solecki

mejs gęstości głównym czynnikiem decydującym o ich prędkości opadania jest rozmiar. Ziarna minerałów ciężkich, np. złota (gęstość 19 g/cm^3) mogą opadać równie szybko jak znacznie większe ziarna kwarcu (gęstość $2,6 \text{ g/cm}^3$). Dla osadów prądów zawiesinowych charakterystyczna jest tzw. sekwencja Boumy charakterystyczna dla osadów fliszowych (ryc. 18). Jest to idąc od dołu: A – ławica piaskowca o uziarnieniu frakcyjnym (od grubych do drobnych ziaren), B – ławica drobno i średnioziarnistego piaskowca o laminacji poziomej, C – ławica drobnoziarnistego piaskowca o laminacji przekątnej i niekiedy warstwowaniu konwolucyjnym, D – ławica pyłowca o laminacji poziomej, E – bezstrukturalny mułowiec (mieszanka pyłowca i mułowca), czasem ze śladami żerowania.

Drugim źródłem osadu były tufy wulkaniczne przynoszone przez wiatr z przyległych obszarów wulkanicznych (dzisiejsze tereny ukraińskiego Zakarpacia, Rumunii, Węgier, Słowacji). Oprócz tego rodzaju okruszków w karpackich basenach morskich osadzały się resztki organizmów żyjących w różnych strefach



Ryc. 19. Strefy głębokościowe zbiorników morskich – ryc. A.T. Solecki

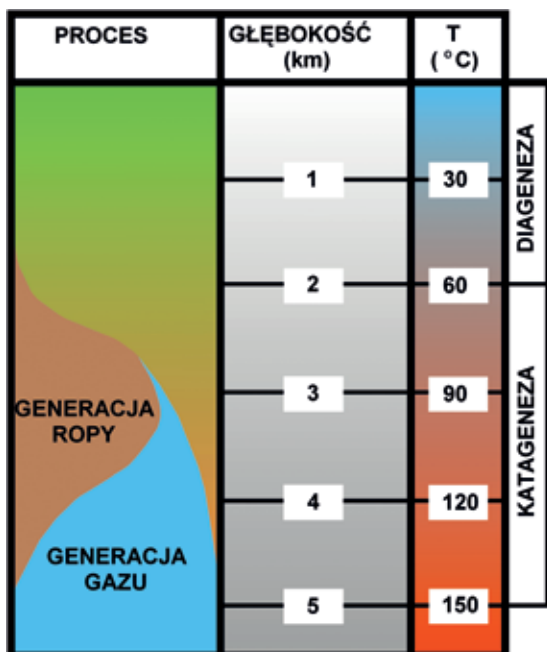
głębokościowych zbiornika morskiego (ryc. 19), m.in. zakwitów: okrzemek – glonów o krzemionkowych (SiO_2) elementach ścian komórek i Coccolithophyceae – glonów o wapiennych (CaCO_3) elementach ścian komórek.

O tym, czy w osadzie może zachować się węglan wapnia decyduje głębokość na jakiej jest on deponowany. Im głębiej tym bardziej woda nasycona jest CO_2 i intensywniej zachodzi reakcja odwrotna do tej, którą podano przy opisie powstawania trawertynów:



Skrótem CCD – *Calcite (Carbonate) Compensation Depth* – oznacza się głębokość, na której przeważa rozpuszczanie kalcytu (węglanu) nad jego dostawą z wyższych stref zbiornika morskiego. W chwili obecnej w Oceanie Spokojnym jest to głębokość rzędu 4200–4500 m.

Cała pierwotna, oparta na fotosyntezie, produkcja organiczna odbywa się w nasświetlonej strefie epipelagicznej. Wyprodukowana przez autotroficzne (samożywne) glony materia organiczna służy jako pokarm dla organizmów heterotroficznych (cudzożywnych). W sprzyjających warunkach nadmiar wyprodukowanej materii organicznej nie skonsumowanej przez heterotrofy może zachować się w osadzie. Szczególnie sprzyjające zachowaniu się materii orga-



Ryc. 20. Warunki generacji ropy naftowej (wg Tissot i Welte 1984, uproszczone)

nicznej w osadzie były okresy podwyższonych koncentracji dwutlenku węgla w atmosferze Ziemi oraz silnego efektu cieplarnianego, wynikającego z przyczyn naturalnych (wybuchy wulkanów, emisja metanu), znacznie silniejszego niż obserwowany obecnie. Jednym z takich okresów było paleoceniśko-eoceniśkie maksimum termiczne.

W wyniku pogrzebienia osadu, w warunkach podwyższonej temperatury i ciśnienia na głębokościach rzędu kilku kilometrów (ryc. 20), zachodzi proces diagenety prowadzący do lityfikacji osadu, powstania skały litej na skutek krystalizacji spoiwa mineralnego, a następnie do bardziej zaawansowanych procesów określanych mianem katagenety. Materia organiczna w warunkach katagenety może stać się źródłem węglowodorów (ropy i gazu).

SKAŁY METAMORFICZNE powstają w wyniku przeobrażenia (metamorfozy) skał magmowych lub osadowych w warunkach, bardzo wysokiego ciśnienia i temperatury w głębi skorupy ziemskiej.

W wyniku procesów metamorficznych dochodzi do masowej rekryształizacji minerałów, a co za tym idzie do zmiany tekstury – sposobu rozmieszczenia



Ryc. 21. Granitognejs
(z lewej) i granit (z prawej)
– fot. A.T. Solecki



Ryc. 22. Zmetamorfizowany zlepieniec,
widoczne spłaszczenie otoczków
– fot. A.T. Solecki



Ryc. 23. Foliacja w łupkach
kwarcytowych (Jęglowa)
– fot. A.T. Solecki

minerałów, zazwyczaj na bardziej uporządkowane kierunkowo. Granit nie wykazujący żadnego uporządkowania ziarna może stać się granitognejsem (ryc. 21). Otoczki w zlepieńcu mogą ulegać spłaszczeniu (ryc. 22).

Osady drobnoziarniste, które w wyniku diagenety stały się iłowcami i mułowcami uzyskują płaszczyznową oddzielność na bardzo cienkie płatki – foliację (łac. folium – liść). Skały o takiej oddzielności nazywamy łupkami, niekiedy jeżeli płytki są bardzo cienkie, a stopień metamorfizmu niewielki – fylitami (ryc. 23).

2. Określanie wieku zdarzeń geologicznych

Ryc. 24. Zasada superpozycji – skała osadowa wyżej leżąca (zlepieniec kredowy) jest młodsza od podłoża na którym zalega (piaskowiec dewoński) – fot. W. Śliwiński



WZGLĘDNY wiek skał osadowych (opisywany jako np. kreda, paleogen) określono przyjmując, że skały osadowe leżące niżej są starsze niż skały je przykrywające. Jest to tzw. zasada superpozycji (por. ryc. 24). Stwierdzenie, że w skałach występują różne zespoły skamieniałych szczątków roślin i zwierząt doprowadziło do wydzielenia er, okresów, epok i pięter geologicznych. W oparciu o skamieniałości przewodnie, charakteryzujące się krótkim okresem istnienia w historii Ziemi i szerokim rozprzestrzenieniem, udało się stworzyć tabelę stratygraficzną (tab. 2), w której podział na ery okresy, epoki i piętra możliwy jest do zastosowania na całym obszarze naszej planety.

Tab. 2. Tabela stratygraficzna

ERA	OKRES	EPOKA	
kenozoik 66 mln	czwartorzęd 2,6 mln	holocen	
		plejstocen	
	neogen 23 mln	pliocen	
		miocen	
	paleogen 66 mln	oligocen	eocen
			paleocen
mezozoik 252 mln	kreda 145 mln	późna	
		wczesna	
	jura 201 mln	późna	
		środkowa	
		wczesna	
	trias 252 mln	późny	środkowy
			wczesny
	paleozoik 541 mln	perm 299 mln	loping
guadalup			
cisural			
karbon 359 mln		pennsylvan	missisip
dewon 419 mln		późny	środkowy
			wczesny
sylur 443 mln		przydol	ludlow
			wenlok
			landower
ordowik 485		późny	środkowy
			wczesny
kambr 541 mln	furong	oddział 3	
		oddział 2	
		terrenew	
proterozoik	neoproterozoik		
	mezoproterozoik		
	paleoproterozoik		
archaik	neoarchaik		
	mezoarchaik		
	paleoarchaik		
	eoarchaik		

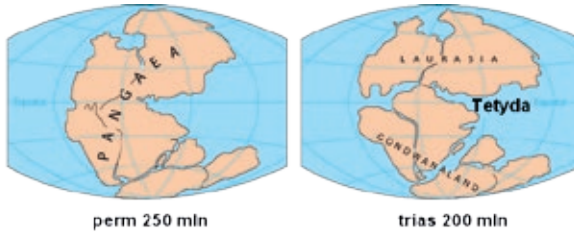
BEZWZGLĘDNY wiek (podawany w mln. lat) najłatwiej określić w przypadku skał magmowych, które od momentu krystalizacji minerałów można traktować jako układ zamknięty, w którym ilość izotopu promieniotwórczego i produktów jego rozpadu zależy od czasu, który upłynął od krystalizacji. Ponieważ skały magmowe często współwystępują z osadowymi tworząc pokrywy lawowe, żyły itp. możliwe stało się bezwzględne określenie wieku skał osadowych.

3. Procesy geologiczne

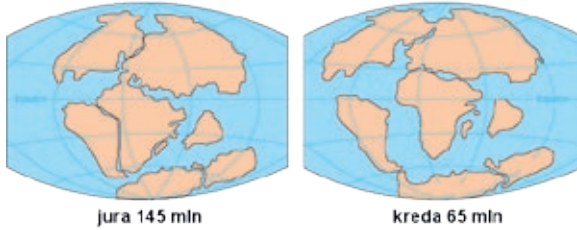
Procesy geologiczne działające na Ziemi można najbardziej ogólnie podzielić na endogeniczne – wglębne i egzogeniczne – powierzchniowe.

Procesy endogeniczne

We wnętrzu naszej planety nieustannie zachodzą procesy geodynamiczne. Jest ono rezerwuarem energii cieplnej. Znaczna część tej energii (44 TW) ucieka przez powierzchnię Ziemi, dając strumień o intensywności 65 mW/m^2 (lokalnie w strefach ryftowych i orogenicznych znacznie przekraczający 100 mW/m^2). Ciepło wnętrza Ziemi częściowo zostało zgromadzone w czasie grawitacyjnej kondensacji naszego globu. To pierwotne ciepło jest ciągle uzupełniane dzięki zjawiskom przemian fazowych minerałów i przemian promieniotwórczych. Stanowi ono siłę napędową procesów endogenicznych kształtujących powierzchnię naszej planety. Wypiętrzanie masywów górskich, wybuchy wulkanów, ciągle formowanie się nowych fragmentów dna oceanicznego w strefach ryftowych to tylko niektóre ich rezultaty. Stosunkowo płytko na głębokościach zazwyczaj nie przekraczających 100 km, potężne wstrząsy sejsmiczne uwalniają energię dziesiątki tysięcy razy większą od bomby atomowej, która zniszczyła Hiroszimę. Wywołane nimi drgania w formie fal sejsmicznych docierają do powierzchni



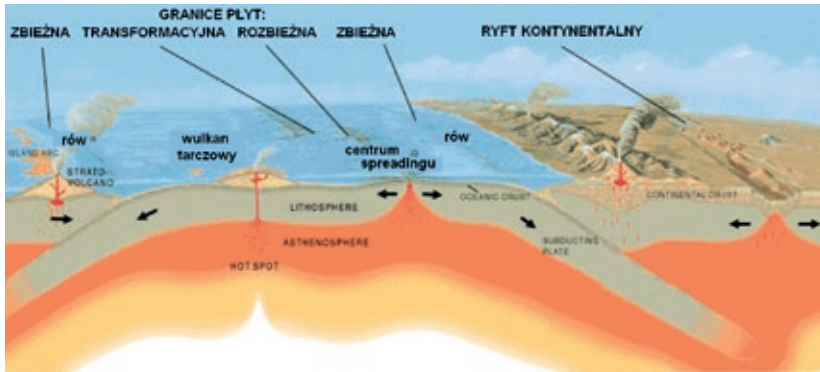
Ryc. 25. Teoria wędrówek kontynentów Wegenera (wg <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/uproszczone>)



zabijając niekiedy jednorazowo setki tysięcy ludzi. Źródłem tych sił są prądy konwekcyjne w częściowo uplastycznionej części górnego płaszczka Ziemi. Jeszcze głębiej, w ciekłym jądrze Ziemi prądy konwekcyjne są elektrodynamicznym dynamem generującym pole magnetyczne, chroniące nas przed promieniowaniem kosmicznym.

Procesy endogeniczne związane są z globalnymi procesami określanymi mianem tektoniki płyt. Początki tektoniki płyt, tzw. teorię wędrówek kontynentów stworzył Alfred Wegener na początku XX stulecia (ryc. 25).

Rozwinięciem teorii Wegenera jest teoria tektoniki płyt, której główne elementy pokazano na ryc. 26. Jednym z jej podstawowych elementów są granice rozbieżne – rozległe pęknięcia rozdzielające płyty litosfery i związane z nimi ryfty – szczeliny, wzdłuż których koncentruje się działalność wulkaniczna (np. Thingvellir na Islandii). Wciskające się wzdłuż ryftów magmy pochodzące z astenosfery powodują spreading – tworzenie i rozprzestrzenianie się nowej

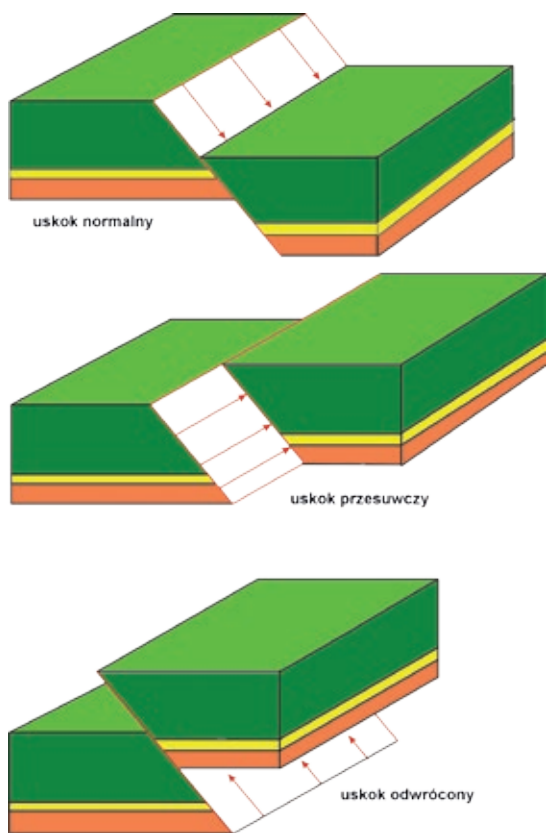


Ryc. 26. Podstawowe elementy tektoniki płyt (wg <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic> uproszczone)

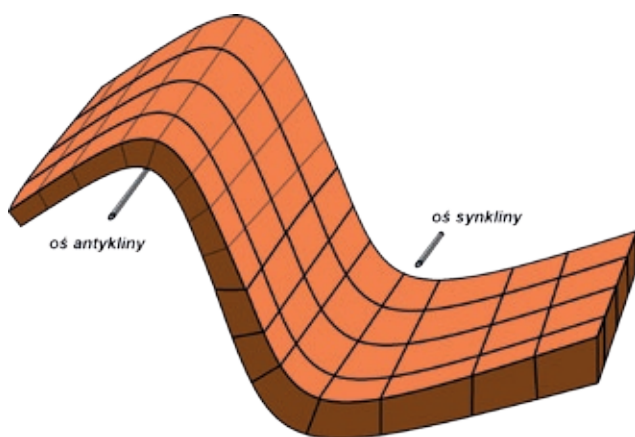
skorupy, zbudowanej z obojętnych i zasadowych skał magmowych, tworzących dna oceanów. Ryfty powstające na kontynentach mogą doprowadzić do ich podziału tak jak w teorii Wegenera Pangea rozpadła się na Laurasię i Gondwanę rozdzielone oceanem Tetydy. Cały proces napędzany jest przez prądy konwekcyjne działające w głębszych strefach (tzw. płaszczu) naszej planety. Nadmiar wytwarzanej w ryftach skorupy oceanicznej wypychany jest pod kontynenty wzdłuż tzw. granic zbieżnych, gdzie zachodzi ich subdukcja (wciąganie) pod kontynenty. Proces kolizji (zderzenia się) płyty oceanicznej z kontynentalną prowadzi do gromadzenia się u podnóża kontynentów w tzw. przyłomie akrecyjnej osadów „zdrapanych” z wsuniętej pod kontynent płyty oceanicznej, wymieszanych z osadami pochodzącymi z kontynentów. W wyniku kolizji dochodzi do intensywnych deformacji mas skalnych i ich wypiętrzenia, a procesy erozyjne dzięki rozcięciu obszarów wypiętrzonych przez doliny rzeczne nadają im charakter górski. Procesowi temu towarzyszy magmatyzm kwaśny, będący skutkiem przetopienia wzbogaconych w krzemionkę osadów wciągniętych w strefę subdukcji.

W czasie deformacji masywów skalnych dochodzi do powstania deformacji kruchych: spękań i uskoków oraz powstawania fałdów, które wymagają większej podatności skał na deformacje plastyczne. Uskoki w zależności od kierunku nachylenia i kierunku przesunięć bloków górotworu dzielimy na normalne, przesuwcze i odwrócone (ryc. 27).

Fałdy wypukłe ku górze zwane są antyklinami (siodłami) a wypukłe ku dołowi synklinami (łękami) (ryc. 28). W starszej literaturze za kompletny fałd uważano połączenie antykliny z synkliną.



Ryc. 27. Rodzaje uskoków (ryc. I. Bubniak)



Ryc. 28. Fałd – antyklina i synklina wraz z towarzyszącymi zespołami spękań podłużnych, poprzecznych i skośnych – ryc. A.T. Solecki



Ryc. 29. Bieg (linia czerwona) i upad (niebieska strzałka) – elementy orientacji płaszczyzny (w tym wypadku warstwy piaskowca) – fot. A.T. Solecki

Uskoki i fałdy prowadzą do zmiany położenia warstw. Położenie warstw opisuje się przy pomocy dwóch terminów (ryc. 29):

bieg – oznacza kierunek linii poziomej na płaszczyźnie,

upad – oznacza kierunek maksymalnego spadku.

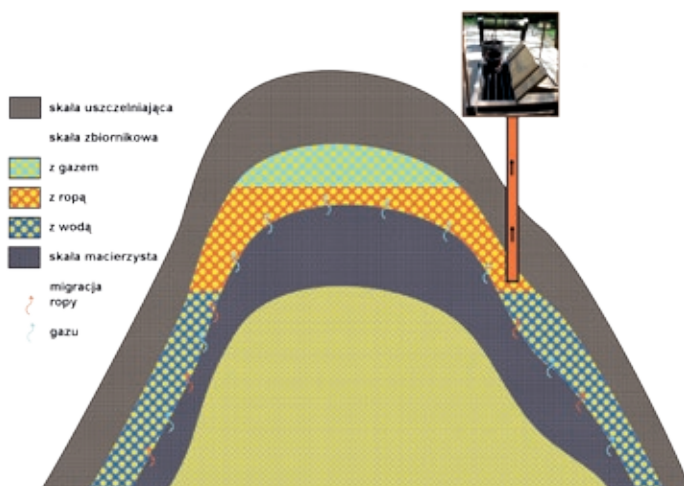
Kierunki określa się podając je w stopniach mierzonych od kierunku północy zgodnie z ruchem wskazówek zegara. Przykładowo północ opisuje się jako azymut 0° lub 360° , wschód jako 90° , południe jako 180° , a zachód 270° . W przypadku upadu podaje się jeszcze kąt pod jakim warstwa zapada, mierzony od poziomu. Przykładowo: zapis $90/45$ oznacza warstwę zapadającą ku wschodowi pod kątem 45° .

Naciski na masyw skalny powodują jego spękanie. W trakcie fałdowania powstają zespoły spękań podłużnych, poprzecznych i skośnych do biegu zafalowanych warstw (ryc. 28).

Ponieważ lityfikacja osadów i krystalizacja skał plutonicznych zachodzi w warunkach podwyższonego ciśnienia w głębi Ziemi to posiadają one naturalną skłonność do odprężania się, jeżeli w wyniku wypiętrzenia i erozji znajdują się na powierzchni Ziemi. Powstają wtedy tzw. spękania odprężeniowe, zazwyczaj równoległe do powierzchni terenu. Istniejące w skale mikrospękania i nagromadzone naprężenia powodują tendencję do regularnego spękania pod wpływem uderzenia, tzw. cios. W szybko kurczących się masywach (stygające skały wulkaniczne, wysychające ropy) pojawia się sieć spękań sześciobocznych, co wynika



Ryc. 30. Cios kolumnowy w bazaltach (Wilcza Góra) – fot. A.T. Solecki



Ryc. 31. Antyklinalna pułapka złożowa – ryc. A.T. Solecki

z optymalizacji sposobu rozładowywania naprężeń. W przypadku bazaltów spękania te mogą powodować powstawanie malowniczych kolumn bazaltowych układających się w tzw. organy (ryc. 30). Podobne formy można niekiedy obserwować w warstwach lessu, pylasto-ilastej skały pochodzenia eolicznego.

Faldowanie masywów skalnych może powodować powstanie antyklinalnych pułapek złożowych (ryc. 31), zbudowanych z naprzemianległych zbiornikowych warstw porowatych i iłowcowych warstw uszczelniających. W pułapkach takich mogą gromadzić się złoża ropy i gazu.

Procesy egzogeniczne



Ryc. 32. Wpływ spękań na rozwój rzeźby powierzchni skałek (Jerzmanice Zdr.) – fot. A.T. Solecki



Ryc. 33. Zwietrzałe piaskowce kaolinowe w Osiecznicy – widoczne wymywanie materiału i erozja postępująca wzdłuż spękań, połączona z usypywaniem stożków napływowych u wylotu „kanionów” – fot. A.T. Solecki

Procesy egzogeniczne zachodzą pod wpływem czynników działających na powierzchni Ziemi takich jak zmiany wilgotności, temperatury działalność organizmów żywych, erozja wodna i wiatrowa. Ich wpływ na masyw skalny zależy bardzo silnie od jego wewnętrznej budowy, a zwłaszcza od zespołów spękań umożliwiających krążenie wody (ryc. 32).

Zwietrzałe masywy skalne ulegają erozji, a w przypadku dostępności wody opadowej zwietrzały materiał jest wymywany, transportowany, deponowany w basenach sedymentacyjnych (stożkach napływowych, równiach zalewowych, deltach, zbiornikach jeziornych i morskich) i przeobraża się w skały osadowe (por. ryc. 33).

Proces wietrzenia w przypadku sprzyjających warunków postępuje bardzo szybko. Struktury komórkowe typu plaster miodu mogą powstawać w ciągu kilku lat pod wpływem krążenia zasolonej wody, przy dużych zmianach wilgotności i temperatury powodujących cykliczne nasycanie skały wodą i jej szybkie odparowanie, połączone z krystalizacją soli niszczącej skałę (por. ryc. 34).

Równie szybko może działać wietrzenie mrozowe (rozsadzanie szczelin skalnych przez zamarzającą wodę) przy częstych dobowych zmianach temperatury wokół zera. Znaczna część odspojonych fragmentów kolumn bazaltowych widoczna na ryc. 30. spoczywa na śniegu, czyli przemieściła się po jego opadzie.



Ryc. 34. Wietrzenie komórkowe w murze wapiennym (Malta) – fot. A.T. Solecki



Ryc. 35. Okna i łuki skalne powstałe w wyniku selektywnego wietrzenia podnóża skałki (Łączna) – fot. A.T. Solecki

Zróżnicowana odporność skały może spowodować powstawanie malowniczych łuków i okien skalnych, tym łatwiej, jeżeli podnóże skałki pozostaje silniej zawilgocone w wyniku kondensacji pary wodnej i spływu wód opadowych (por. ryc. 35).

▲ 4. Literatura zalecana

Bouma Arnold H., 1962: *Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*, Elsevier, 168 p.

Głazek J., Jaroszewski W., Kutek J., Radwański A., Roniewicz P., 1999: *Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej*, Polska Agencja Ekologiczna S.A., Warszawa.

Gradziński R., Kostecka A., Radomski A. i Unrug R., 1986: *Zarys sedymentologii*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Migoń P., 2006: *Geomorfologia*, PWN, 461 s.

Mizerski W., 2006: *Geologia dynamiczna dla geografów*, Warszawa.

Mizerski W., Orłowski S., 2005: *Geologia historyczna dla geografów*, Warszawa.

Tissot B. P., Welte D. H., 1984: *Petroleum Formation and Occurrence*, Springer-Verlag, 699 p.

▲ Spis treści

▲ Wstęp	3
▲ 1. Minerale i skały	3
▲ 2. Określanie wieku zdarzeń geologicznych	17
▲ 3. Procesy geologiczne	19
● Procesy endogeniczne	19
● Procesy egzogeniczne	25
▲ 4. Literatura zalecana	27