

B

**Józef Koszela
Barbara Teisseyre**

**Geologia
inżynierska**

**Materiały pomocnicze
do wykładów i ćwiczeń**



B. Geol.

Politechnika Wroclawska



Józef Koszela
Barbara Teisseyre

Geologia inżynierska

**Materiały pomocnicze
do wykładów i ćwiczeń**

Wydanie II poprawione

Wrocław 1991

Instytut Geotechniki

Wydawnictwo dydaktyczne do przedmiotu *Geologia inżynierska*
na studium podstawowym, kierunek Górnictwo i geologia,
semestr III 2-0-2-0-0 h, oraz Budownictwo lądowe,
semestr IV 2-0-2-0-0 h

Autorzy poszczególnych rozdziałów

1, 2 — Barbara Teisseyre

5 — Józef Koszela, Barbara Teisseyre

3, 4, 6, 7, 8, 9 — Józef Koszela

Opiniodawca

Józef OBERC

Opracowanie redakcyjne

Maria IZBICKA

Korekta

Małgorzata HEIDRICH

229744/79

BI-10

© Copyright by Wydawnictwo Politechniki Wrocławskiej, Wrocław 1991

WYDAWNICTWO POLITECHNIKI WROCŁAWSKIEJ

Wybrzeże Wyspiańskiego 27, 50-370 Wrocław

Nakład 500 + 70 egz. Ark. wyd. 9. Ark. druk. 7½. Papier offset kl. III, 70 g. B1.

Oddano do druku w grudniu 1990 r. Druk ukończono w styczniu 1991 r.

Zakład Graficzny Politechniki Wrocławskiej. Zam. nr 1575/90.

OD AUTORÓW

Niniejszy skrypt jest przeznaczony jako pomoc dydaktyczna do wykładów i ćwiczeń z podstaw geologii inżynierskiej oraz podstaw geologii i hydrogeologii. Przedmioty te wchodzi w skład, wykładanego na Politechnice Wrocławskiej, bloku przedmiotowego - geotechnika.

Ze skryptu będą korzystać studenci wydziałów: Budownictwa Lądowego, Górnictwa i Inżynierii Sanitarnej, dlatego przy definiowaniu niektórych pojęć geologicznych autorzy starali się przedstawić powiązania między terminologią używaną w naukach geologicznych, a nazewnictwem stosowanym w inżynierii budowlanej.

Autorzy pragną w tym miejscu podziękować Recenzentowi skryptu, którego liczne uwagi i sugestie okazały się bardzo pomocne w ostatecznym opracowaniu skryptu.

B. Teisseyre i J. Kossela

1. WIADOMOŚCI PODSTAWOWE Z MINERALOGII

1.1. Definicje ogólne

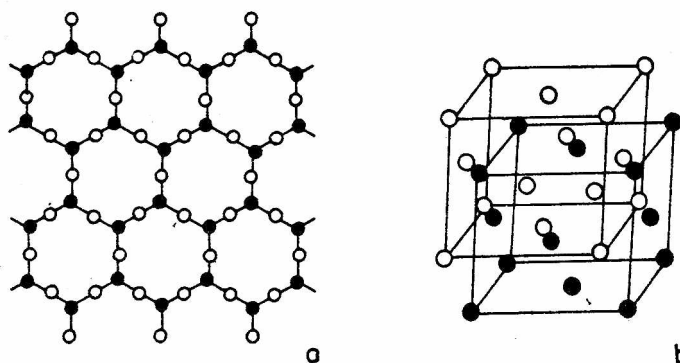
M i n e r a l o g i a jest to nauka zajmująca się badaniem składu chemicznego minerałów, ich właściwości fizycznych, sposobu powstawania i występowania w przyrodzie. W inżynierii budowlanej wyniki badań mineralogicznych służą do prognozowania zmian właściwości ośrodka gruntowego, zachodzących w związku z działalnością inżynierską, a także decydują o przydatności danego materiału mineralnego do określonych procesów technologicznych, na przykład do produkcji betonu itp.

Minerałem może być pierwiastek lub związek chemiczny powstający w przyrodzie bez ingerencji człowieka. Każdy odkryty i opisany minerał ma swoją nazwę, wywodzącą się bądź od słów greckich, określających jakąś charakterystyczną cechę fizyczną lub chemiczną tego minerału, bądź utworzoną od nazwy regionu, w którym został poznany, czy też od nazwiska odkrywcy itp.

Minerały będące pierwiastkami chemicznymi mają niewielki udział w budowie skorupy ziemskiej (0,05 % wag). Do nich zalicza się: węgiel, siarkę, złoto, miedź, platynę, bizmut i srebro. Zdecydowana większość minerałów, wchodzących w skład skał najbardziej rozpowszechnionych w skorupie ziemskiej, to związki chemiczne. Mogą one tworzyć wiele minerałów izomorficznych o skomplikowanych i nie zawsze zbadanych wzorach chemicznych. Prawie wszystkie minerały występują w stałym stanie skupienia i są na ogół ciałami krystalicznymi.

C i a ł o k r y s t a l i c z n e (kryształ) charakteryzuje się uporządkowaną budową wewnętrzną, tj. ściśle określoną regularnością rozmieszczenia atomów lub jonów w sieci przestrzennej. Taka budowa wewnętrzna narzuca inne właściwości kryształu, takie jak: anizotropowość właściwości fizycznych, jednorodność chemiczną oraz prawidłową postać zewnętrzną (rys.1 a, b).

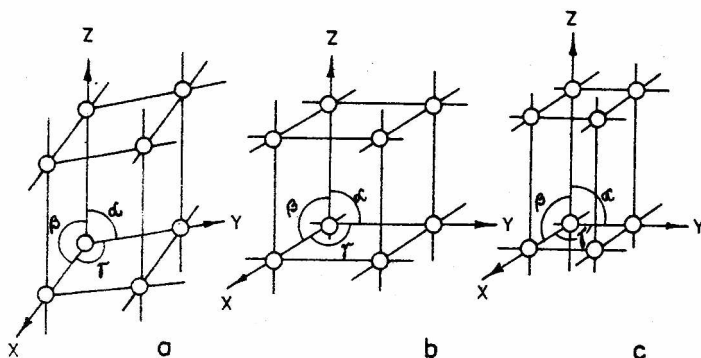
Anizotropowość minerałów cechuje zmiana wartości niektórych właściwości fizycznych w zależności od kierunku badania (np. twardość, łupliwość).



Rys.1. Budowa wewnętrzna kryształów. Kółka oznaczają jony lub atomy w sieci przestrzennej, a - p³ ska sieć krzemowo-tlenowa kwarcu, b - struktura przestrzenna kryształu diamentu (zaczerp.z [32])

Jednorodność fizyczna i chemiczna kryształu charakteryzuje się tym, że w każdym "punkcie" kryształ wykazuje jednakowe właściwości skalarne, np. ciężar właściwy, ciepło topnienia oraz ma jednakowy skład chemiczny.

Utworzenie geometrycznej postaci zewnętrznej, tj. formy ograniczonej ścianami płaskimi, jest możliwe tylko w razie swobodnego wzrostu kryształu. Prawidłowa postać zewnętrzna pozwala niekiedy na rozpoznanie typu sieci przestrzennej.



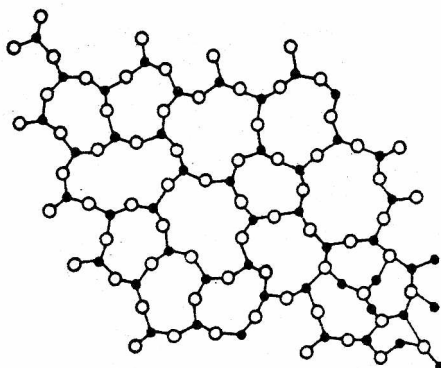
Rys.2. Różne warianty ustawienia osi krystalograficznych (x,y,z) w trzech wybranych sieciach przestrzennych kryształów: a - kąty nachylenia osi $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$, b - $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$, c - $\alpha = \beta = 90^\circ$, $\gamma = 120^\circ$

W przyrodzie istnieje sześć typów sieci przestrzennych, różniących się odległościami między sąsiednimi jonami lub atomami w trzech kierunkach, zwanych osiami krystalograficznymi (x, y, z) oraz kątami ustawienia tych osi (rys.2). Kryształy mające jednakowy typ sieci przestrzennej zaliczane są do jednego układu krystalograficznego.

W zależności od typu sieci przestrzennej wyróżnia się układy:

- trójskośny, jednoskośny, rombowy, tetragonalny, regularny,
- trygonalny i heksagonalny.

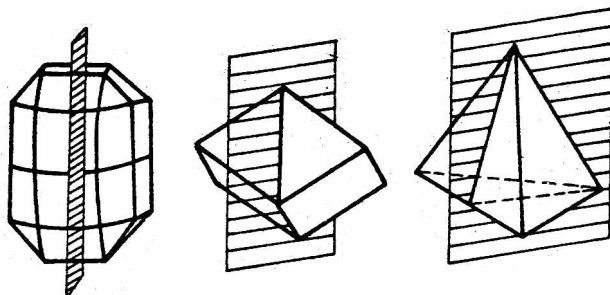
Oprócz minerałów będących kryształami występują także, należące do rzadkości, minerały będące ciałami bezpostaciowymi. Nie wykazują one prawidłowej budowy wewnętrznej.



Rys.3. Budowa wewnętrzna ciała bezpostaciowego (oprac.wg [32]).

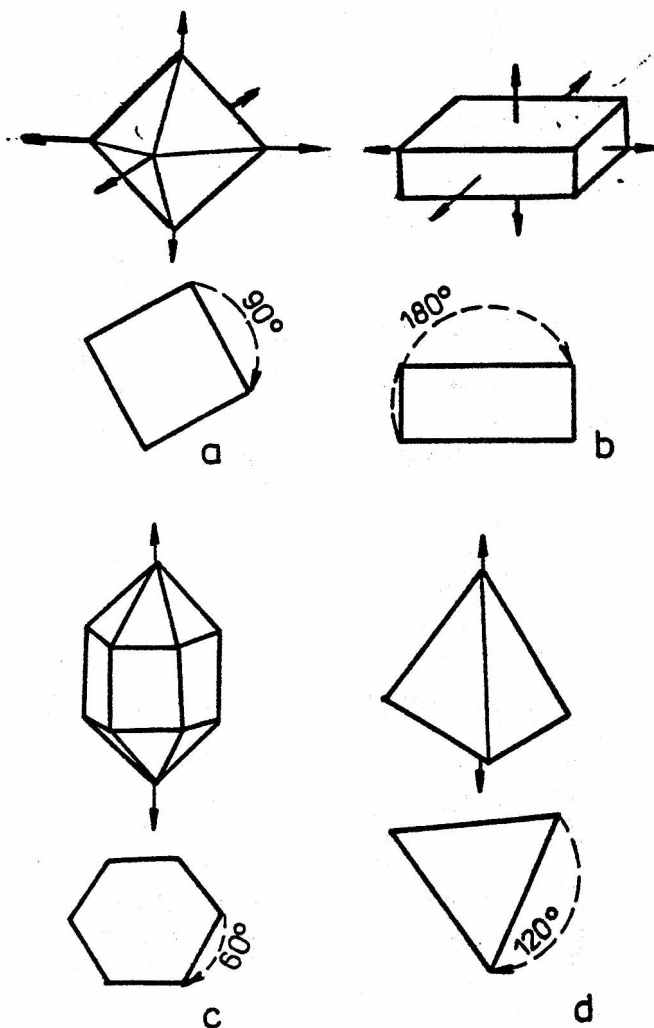
1.2. Symetria kryształów

Prawidłowości w budowie wewnętrznej kryształów mogą uwiadczać się w sposobie rozmieszczenia zewnętrznych elementów granicznych kryształów, tj. ścian, krawędzi, naroży. Mogą one być symetryczne względem płaszczyzny, prostej i punktu. Jeśli kryształ można przeciąć płasz-



Rys.4. Płaszczyzny symetrii w kryształach o różnym pokroju

czyaną tak, aby powstały dwie części, mające się do siebie jak przedmiot do odbicia w zwierciadle płaskim, to ma on p ł a s z c z y n ą s y m e t r i i. Kryształ może mieć jedną taką płaszczyznę lub kilka ustawionych do siebie pod różnymi kątami (rys.4). Płaszczyznę symetrii oznaczamy symbolem P; gdy jest ich kilka w kryształach, piszemy np. 2P, 3P, 9P.



Rys.5. Osie symetrii w kryształach z różnych układów krystalograficznych: a - osie czterokrotne, b - osie dwukrotne, c - oś sześciokrotna, d - oś trójrotna

Jeśli w kryształach znajduje się taka prosta, wokół której obrócony o 360° kryształ pokryje się z pierwotnym położeniem n -razy, to taką prostą nazwiemy o s i ą s y m e t r i i (rys.5a-d), którą oznacza się symbolem "L", jej krotność - cyfrą w potęgce, a liczbę osi tej samej krotności w kryształach - cyfrą przed literą, np. $2L^2$; $4L^3$ Wśród kryształów spotyka się osie symetrii L^2 , L^3 , L^4 , L^6 .

W niektórych kryształach może istnieć punkt, od którego wychodzą proste łączą na przeciwległych ścianach takie same elementy zewnętrzne kryształu, jednakowo od tego punktu oddalone. Taki punkt nazywamy ś r o d k i e m s y m e t r i i lub c e n t r u m kryształu i oznaczamy go symbolem C. Jak wynika z definicji, tylko te kryształy mają środek symetrii, których ściany są parami równoległe.

W bogatym świecie kryształów istnieją i takie, które mimo bogactwa ścian nie wykazują żadnej symetrii lub tylko symetrię względem punktu. Zaliczane są one do układu trójoskowego, w którym krystalizuje wiele minerałów skałotwórczych. Najwięcej elementów symetrii mają minerały krystalizujące w układzie regularnym, w którym elementarna komórka sieci przestrzennej ma kształt sześcianu. Sześcian jest najbardziej symetryczną formą przestrzenną, występującą w sposób naturalny w przyrodzie. Można w nim zauważyć $3L^4$, $4L^3$, $6L^2$, $7P$, C.

Zależność ilości i rodzajów elementów symetrii od typu sieci przestrzennej układu krystalograficznego jest dość skomplikowana. Należy pamiętać, że kryształy:

- układu regularnego muszą mieć $4L^3$,
- układu tetragonalnego muszą mieć jedną L^4 ,
- układu trygonalnego muszą mieć jedną L^3 ,
- układu heksagonalnego muszą mieć jedną L^6 .

W pozostałych układach możliwe są kombinacje:

- w układzie romboidalnym - $3L^2$ albo L^2 , $2P$ albo $3L^2, 3P$,
- w układzie jednoskośnym - P , albo L^2 albo $L^2 P$,
- w układzie trójoskowym - wyłącznie C albo brak jakichkolwiek elementów symetrii.

1.3. Właściwości fizyczne minerałów

Omówimy ważniejsze właściwości mechaniczne i optyczne, które możemy w mineralach stwierdzić gołym okiem lub za pomocą prostych narzędzi, np. lupy, scyzoryka. Do takich właściwości, ułatwiających rozpoznawanie minerałów, zaliczamy:

- twardość,
- żupliwość,
- połysk,
- barwa,

- przezroczystość,
- pokrój.

Twardość jest to wartość oporu, jaki stawia minerał przy próbach zarysowania lub ścierania jego powierzchni. W celu ułatwienia oznaczenia twardości posługujemy się w geologii umowną skalą twardości minerałów wzorcowych, tzw. skalą Mohsa, która obejmuje 10 minerałów od 1 (najmniej twardy) do 10 (najbardziej twardy). Składa się ona z następujących minerałów:

1. talk $Mg_3(Si_4O_{10}) \cdot (OH)_2$	0,03	(w przeliczeniu Rosiwala - ścierność na płycie z tego samego minerału)
2. gips $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	0,25	
3. kalcyt $CaCO_3$	4,5	
4. fluoryt CaF_2	5	
5. apatyt $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl)$	6,5	
6. skaień $KAlSi_3O_8$ (ortoklaz)	37	
7. kwarc SiO_2	120	
8. topaz $Al_2F_2SiO_4$	175	
9. korund Al_2O_3	1000	
10. diament C	140000	

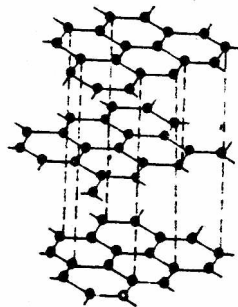
Skala obejmuje minerały rysujące kolejno wszystkie poprzedzające, nie określa natomiast o ile każdy następny minerał jest twardszy od poprzedniego. Twardości pośrednie między poszczególnymi stopniami minerałów wzorcowych oznaczamy liczbami połówkowymi, np. 2,5 i 3,5. Jest to więc oznaczenie bardzo uproszczone, minerały oznaczone tą samą liczbą twardości pośredniej mogą w rzeczywistości różnić się twardościami.

Jak wynika z dołączonych przeliczeń Rosiwala, różnice twardości między poszczególnymi minerałami skali Mohsa nie są jednakowe, np. kwarc jest około 120 razy twardszy od talku, 30 razy twardszy od kalcytu, a diament 140 razy twardszy od korundu i 1333 razy twardszy od kwarcu. Twardość większości minerałów skałotwórczych mieści się między drugim a siódmym stopniem. Twardość minerału zależy od kierunku w jakim się ją bada. Zwykle te różnice nie są wielkie, nie przekraczają 0,5 skali twardości. Twardość należy określać na podstawie minerałów świeżych, minerały zwiędnięte bowiem mają twardość niższą. Twardość jest cechą stałą dla danego minerału, jednak w minerałach mieszanych (np. glinokrzemianach skałotwórczych) może się zmieniać w pewnych stałych granicach.

Twardość minerałów skałotwórczych determinuje niektóre parametry techniczne skał, takie jak wytrzymałość na ścieranie, ściskanie i obróbkę mechaniczną (p.3.2).

Łupliwość jest to zdolność minerału do pęknięcia pod wpływem przyłożonej siły na części ograniczone powierzchniami płaskimi - powierzchniami łupliwości. Jest to właściwość wektorowa, ale nie wszystkie minerały ją wykazują. Badania struktur minerałów wykazały, że płaszczyzny (po-

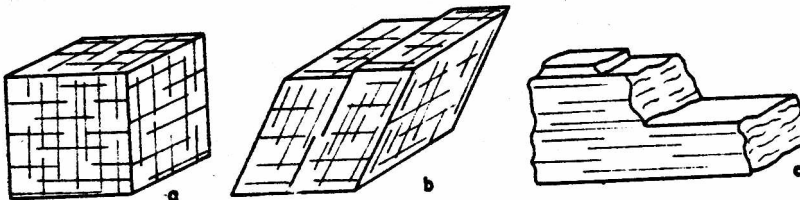
wierzchnie) łupliwości pokrywają się z najgęściej obsadzonymi przez jony lub atomy płaszczyznami w sieci przestrzennej minerałów. Jeśli się zatem zna budowę sieci przestrzennej, to można prognozować liczbę kierunków łupliwości w kryształach (rys.6). Minerale mające równomiernie i gęsto obsadzoną atomami sieć przestrzenną nie wykazują łupliwości, np. diament (rys.1b). Minerale mające tę właściwość mogą wykazywać płaszczyzny łupliwości w jednym lub kilku kierunkach.



W zależności od kątowości rozdzielania się minerałów i gładkości powierzchni wyróżniamy:

- łupliwość doskonałą (np. gipsu, łuszczyków) - minerały dzielą się łatwo, a powierzchnie łupliwości są gładkie (rys.7),
- łupliwość wyraźną (np. skaleni) - powierzchnie łupliwości nie są idealnie gładkie, ale widoczne i połyskujące,
- łupliwość niewyraźną (np. oliwinów) - gładkie powierzchnie łupliwości są rzadko spotykane i nierówne.

Rys.6. Doskonała jednokierunkowa łupliwość grafitu uzasadniona budową strukturalną minerału (zaczep. z [32])



Rys.7. Przykłady łupliwości doskonałej: a - kostkowej, b - romboedrycznej, c - jednokierunkowej (oprac.wg [32])

Istnieją minerały o jednym, dwu lub trzech kierunkach łupliwości (rys.7a-c). Przykładami minerałów o jednokierunkowej łupliwości są gips i łuszczyki, które dają się łatwo rozdzielać na płytki lub blaszki przezroczyste ograniczone połyskującymi płaszczyznami. Dwukierunkową łupliwość wykazują skaleni, pirokseny, amfibole. Powierzchnie łupliwości skaleni i piroksenów ustawione są do siebie pod kątem zbliżonym do 90° , u amfiboli zaś kąt ten wynosi 120° . Trójkierunkową łupliwość ma sól kamienna. Uderzony dostatecznie silnie kawałek soli rozpada się na części drobniejsze, z których każdy jest prostopadłościanem, ponieważ kierunki

łupliwości przecinają się pod kątem prostym. Kryształy kalcytu także wykazują łupliwość trójkierunkową, lecz powierzchnie łupliwości nachylone są do siebie ukośnie; uderzony kalcyt rozpada się na drobniejsze części w kształcie romboedru (rys.7 b).

Łupliwość minerałów, podobnie jak ich twardość, jest właściwością bardzo istotną dla parametrów wytrzymałościowych skał. Ma ona szczególne znaczenie przy kierunkowym ułożeniu minerałów łupliwych w skale. Minerale łupliwe decydują o kierunkach powierzchni ścinania w skale.

Przełam. Minerale nie wykazujące łupliwości, wśród nich minerale skałotwórcze, pod wpływem uderzenia lub nacisku rozpadają się na fragmenty mniejsze, ograniczone nierównymi powierzchniami, tzw. powierzchniami p r z e ł a m u. W zależności od wyglądu tych powierzchni określamy je jako przełamy: muszłowy, ziemisty, zadziorowaty, haczykowaty.

Połysk. Połysk minerałów zależy od intensywności odbijania światła przez płaszczyzny lub powierzchnie występujące w kryształach. Im bardziej gładkie są powierzchnie podbicia, tym intensywniejszy jest połysk.

Najintensywniejszy jest połysk diamentowy. Występuje on rzadko i można go zauważyć na kryształach diamentu, skalerytu, cyrkonu i cynobru.

Połysk metaliczny przypomina odbłask wypolerowanej płyty metalowej, mają go niektóre minerale rudne (galena, piryt).

Większość minerałów wykazuje połysk szklisty. Ma go wiele minerałów skałotwórczych na ścianach kryształów i powierzchniach łupliwości, np. skalenie, kalcyt, halit.

Połysk tłusty bardzo często występuje na powierzchniach przełamu minerałów o intensywniejszych połyskach, np. na powierzchniach przełamu kwarcu, kalcytu, skalenia. Przypomina on połysk tłustej plamy na szkle.

Połysk jedwabisty jest charakterystyczny dla minerałów o budowie włóknistej.

Minerale o powierzchniach tak chropowatych, że nie wykazują żadnego połysku określamy jako matowe.

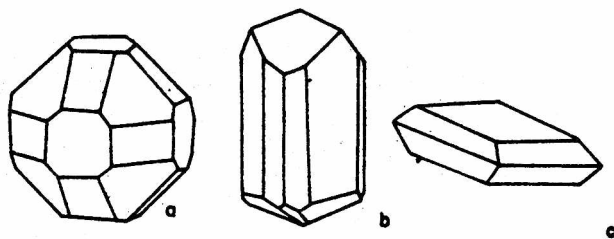
Połysk określonego minerału nie jest dla niego właściwością stałą. Zależy od wielkości i kształtu kryształów danego minerału, a co za tym idzie od warunków powstawania i domieszek w nim występujących. Na przykład hematyt (tlenek żelazowy) w zależności od kształtu kryształów lub formy skupienia może mieć połysk metaliczny, tłusty, jedwabisty lub matowy. Intensywność połysku minerału określa się tylko na podstawie badań jego świeżych powierzchni, z zaznaczeniem czy jest to ściana, przełam czy powierzchnia łupliwości tego minerału.

Barwa. Minerale mogą mieć rozmaite barwy. Określa się je nazwami potocznymi, np. barwa czerwona, żółta, niebieska, mosiężnożółta. Są mi-

nerały b a r w n e mające stałą, charakterystyczną dla siebie barwę, niezależnie czy są w bryle, czy są sproszkowane. Najczęściej spotykane są minerały z a b a r w i o n e, które w bryle mają różne barwy, natomiast po roztarciu na proszek są bezbarwne lub mleczne. Barwa tych minerałów pochodzi od bardzo drobnych, niewidocznych gołym okiem domieszek i wrostków. Istnieją w przyrodzie, choć rzadziej, minerały b e z - b a r w n e, które mogą być przezroczyste. Kryształy tego samego minerału mogą mieć różne barwy, przy opisach zaznacza się zwykle, jakie barwy dany minerał może przybierać, np. skalenie mogą być różowe, białe, żółtawe, zielone, kwarc - bezbarwny, mleczny, dymny, żółty, różowy, fioletowy.

Przeźroczystość. W pewnej zależności od barwy minerałów pozostaje ich p r z e ź r o c z y s t o ś ć. Minerały barwne najczęściej są n i e p r z e ź r o c z y s t e, np. pirokseny, skalenie. Minerały bezbarwne prawie zawsze są p r z e ź r o c z y s t e. Często się jednak zdarza, że drobne wrostki, banieczki gazów lub spękania powodują zmętnienie, a niekiedy zanik przezroczystości. Takie minerały określamy jako p r z e ś w i e c a j ą c e, np. mleczny lub dymny kwarc, mleczny kalcyt.

Pokrój i wykształcenie kryształów. Pokrój, czyli zewnętrzny wygląd kryształów, jest uzależniony od charakteru sieci przestrzennych oraz fizykochemicznych warunków, w jakich kryształy powstawały.



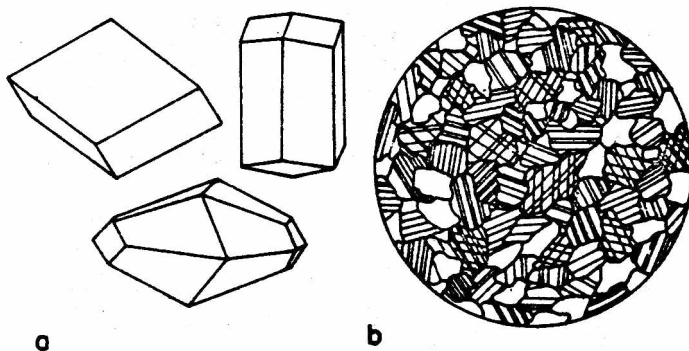
Rys.8. Różne pokroje kryształów bogatych w ściany: a - pokrój kostkowy, b - pokrój słupkowy, c - pokrój tabliczkowy

W przyrodzie spotykamy kryształy zarówno bardzo bogate w ściany, jak i ograniczone minimalną liczbą ścian. Przy określaniu ich pokroju bierzemy pod uwagę stosunek wysokości do szerokości i długości poszczególnego osobnika mineralnego.

Wyróżniamy następujące pokroje:

- kostkowy (izometryczny) - kryształ ma zbliżone wymiary do sześciangu, ośmiościanu lub krótkiego słupka (rys.8a),

- tabliczkowy - blaszkowy - łuseczkowy - kryształy rozrastają się w kierunkach osi poziomych,
- słupkowy - pręcikowy - igiełkowy - kryształy mają kształty wydłużone w jednym kierunku.



Rys.9. Kalcyt. a - kryształy własnopostaciowe, b - kalcyt w skale w obrazie mikroskopowym (powiększenie 10x). Widoczne ślady płaszczyzn kłupliwości (oprac.wg [32])

Warunki powstawania sprawiają, że pokrój kryształów tej samej substancji może być rozmaity. Na przykład kalcyt w żyłach może tworzyć nieprzeźroczyste romboedryczne kryształy, natomiast w formach naciekowych tworzy najczęściej różnej wielkości słupkowate przeźroczyste kryształy, zwykle zakończone piramidami (rys.9a). Gips może tworzyć kryształy o pokroju tabliczkowym i igiełkowym i o różnym stopniu przeźroczystości.

Doskonale wykształcone kryształy, mające wszystkie charakterystyczne elementy graniczne, spotyka się rzadko. Powstają tylko wtedy, gdy kryształ może swobodnie wzrastać we wszystkich kierunkach, zgodnie z cechami jego sieci przestrzennej. O takich kryształach mówimy, że są **własnopostaciowe**.

W przyrodzie najczęściej spotykamy kryształy wzrastające równocześnie z innymi w danym środowisku (rys.8a-c, 10a, 11a). Nie mogą one wykształcić wszystkich charakterystycznych dla siebie elementów granicznych, bowiem swoboda ich wzrostu ograniczona jest przez inne, tworzące się równocześnie lub wcześniej powstałe kryształy. Kryształy takie mogą nie wykazywać właściwego dla siebie pokroju - nazywamy je **obcospostaciowymi** (rys.9b).

Kryształy dobrze wykształcone spotyka się na ścianach szczelin i innych wolnych przestrzeni w skałach. Niektóre z nich wyrastają ze wspólnego podłoża. Taki zespół częściowo własnopostaciowych kryształów nazywamy **szczotką** lub **druzą mineralną**. Jest to jedna z form skupień

kryształów tej samej substancji.

Jeżeli możemy okiem nieuzbrojonym rozpoznać poszczególne kryształy, to takie skupienie nazywamy **z i a r n i s t y m**. Uwzględniając pokrój kryształów wchodzących w skład skupień ziarnistych, wyróżniamy skupienia łuseczkowe, tabliczkowe, słupkowe, igiełkowe i włókniste. W zależności od wielkości kryształów budujących skupienia ziarniste wyróżniamy skupienia gruboziarniste, średnioziarniste i drobnoziarniste.

Jeśli występujące w skupieniu minerały są tak drobne, że nie można ich kształtu określić gołym okiem, to skupienie takie określamy jako **z b i t e** (masywne).

Oddzielną grupę stanowią skupienia **n a c i e k o w e**, powstające podczas wytrącania się kryształów z roztworu wodnego w warunkach powierzchniowych (np. na ścianach jaskiń). Skupienia takie mają kształty zaokrąglone - graniaste, nerkowate, a zbudowane są ze słupkowych lub igiełkowych minerałów, najczęściej ułożonych współśrodkowo.

1.4. Powstawanie minerałów

Większość minerałów występujących w przyrodzie to ciała krystaliczne, powstające przez krystalizację ze stopu, z roztworu i ze stanu gazowego.

Krystalizacja ze **s t o p u** następuje wskutek ochładzania się stopu i krystalizacji tworzących się przy tym związków chemicznych. Naturalnym stopem o wysokiej temperaturze występującym w skorupie ziemskiej jest **m a g m a**. Jest to stop krzemianowy, w którym występuje para wodna oraz gazy, takie jak chlor, fluor, tlenek siarki, dwutlenek i tlenek węgla i in. Magma jest stopem trwałym tylko w określonym interwale ciśnień i temperatur. Gdy warunki fizyczne ulegają zmianie (przesunięcie ogniska magmowego w wyższe części skorupy ziemskiej), następuje ochładzanie stopu i krystalizacja zawartych w nim substancji w pewien określony sposób. Kryształy wydzielające się z magmy mogą mieć swoje geometryczne postacie tylko wtedy, gdy nie brak miejsca na swobodną krystalizację. Przez krystalizację stopów powstają wszystkie minerały skałotwórcze skał magmowych.

Krystalizacja z **r o z t w o r u** może odbywać się w rozmaity sposób, lecz największą rolę odgrywa krystalizacja zachodząca wskutek odparowania rozpuszczalnika. Każde bowiem ciało stałe, w odpowiednich warunkach ciśnienia i temperatury, ulega rozpuszczeniu w jakimś rozpuszczalniku, np. sól kamienna rozpuszcza się w wodzie, siarka rozpuszcza się w dwusiarczku węgla. Rozpuszczalnikiem odgrywającym największą rolę w przyrodzie jest woda, zwłaszcza gdy zawiera rozpuszczone gazy. W czasie odparowywania rozpuszczalnika następuje zagęszczenie roztworu, tworzy się roztwór nasycony, a następnie przesycony, z którego krystalizu-

je substancja rozpuszczona. W ten sposób powstaje część minerałów skał osadowych.

Krystalizacja ze stanu g a z o w e g o jest zjawiskiem rzadko spotykanym w przyrodzie. Może ona zachodzić np. w kraterach wulkanicznych lub tam, gdzie na powierzchni wydobywają się gazy pochodzenia magmowego. Najczęściej spotykanym minerałem powstałym w ten sposób jest krystaliczna siarka, powstała przez sublimację z gazów na ścianach kraterów wulkanicznych w postaci delikatnych żółtych nalotów.

W specyficzny sposób powstają minerały skał przeobrażonych. Zjawiska przeobrażenia mineralnego i strukturalnego skał następują pod wpływem podwyższonego ciśnienia kierunkowego i hydrostatycznego oraz temperatury na znacznych głębokościach. Ta przebudowa dokonuje się przeważnie bez zmiany stałego stanu skupienia i niekiedy przy udziale niewielkiej ilości uwolnionej w procesie metamorfizmu wody zawartej w skale. Minerały skał magmowych w warunkach metamorficznych prawie nie ulegają zmianie, natomiast wiele minerałów skał osadowych ulega przemianom w inne minerały lub w ich zespoły charakterystyczne dla skał metamorficznych. Kształt tych minerałów zależy od rodzaju ciśnienia, jakie towarzyszy przeobrażaniu. Minerały powstające przy znacznym ciśnieniu kierunkowym mają pokroje blaszek i łuseczek. Ciśnienie hydrostatyczne i podwyższona temperatura ma wpływ na wzrost kryształów izometrycznych. Minerały charakterystyczne dla skał metamorficznych o dużej sile krystalizacji bywają też własnopostaciowe.

1.5. Minerały skałotwórcze

Minerały, które są składnikami skał tworzących skorupę ziemską oraz decydują o ich właściwościach fizycznych i chemicznych nazywamy minerałami s k a ł o t w ó r c z y m i.

W zależności od genezy skał, w których skład wchodzi, rozróżniamy minerały skałotwórcze skał magmowych, skał osadowych i skał metamorficznych. W tej właśnie kolejności omówiono je w dalszej części skryptu.

2. PODSTAWOWE WIADOMOŚCI Z PETROGRAFII

2.1. Definicje ogólne

P e t r o g r a f i a jest to nauka zajmująca się badaniem skał, ich cechami fizycznymi i chemicznymi, stosunkami wielkościami i rozmieszczeniem minerałów w skale oraz sposobami występowania i powstawania skał. Od wyników badań petrograficznych zależy w dużym stopniu lokalizacja i sposób realizacji przedsięwzięć budowlanych.

Skała jest to naturalny zespół minerałów tworzący w skorupie ziemskiej swoiste formy przestrzenne. Skały powstają w wyniku określonych procesów geologicznych. Ze względu na sposób ich powstawania, skały dzielimy na trzy grupy: skały magmowe, skały osadowe i skały przeobrażone (metamorficzne).

Skały magmowe są to skały, które powstały w wyniku krzepnięcia magmy. **Magma** jest to gorący płynny stop znajdujący się we wnętrzu skorupy ziemskiej, złożony głównie z krzemianów. W wyniku działania procesów geodynamicznych, magma może się wydostać na powierzchnię ziemi. Magmę taką nazywamy **ławą**, proces wydostawania się gorących produktów, w tym także magmy - **wulkanizm**. Skały magmowe, w zależności od miejsca krzepnięcia, dzielimy na skały **głębiny**, czyli **plutoniczne**, **żyłowe** oraz **wylewne**, czyli **wulkaniczne**.

Skały osadowe są to skały powstałe przez osadzanie się materiału mineralnego na powierzchni ziemi lub organicznego w zbiornikach morskich, jeziorach, w rzekach i obniżeniach na lądzie. W zależności od rodzaju osadzającego się materiału, skały osadowe dzielimy na skały:

- a) okruchowe - powstałe z nagromadzenia okruchów wcześniej utworzonych skał i minerałów,
- b) chemiczne - powstałe przez wytrącenie się substancji chemicznych z wodnych roztworów,
- c) organogeniczne - powstałe z nagromadzenia szczątków obumarłych organizmów zwierzęcych i roślinnych.

Skały metamorficzne (przeobrażone) są to skały, które powstają w wyniku przeobrażeń starszych skał pod wpływem wysokiej temperatury (od kilkaset do ponad tysiąc stopni Kelvina) i wysokiego ciśnienia (do kilku tysięcy atmosfer). Metamorfozę mogą wywołać obydwate czynniki lub tylko jeden z nich.

2.2. Cechy określające rodzaj skały

Każda skała charakteryzuje się pewnym zespołem cech, które odróżniają ją od innych skał i pozwalają zakwalifikować daną skałę do tej lub innej grupy systematycznej. Podstawowymi cechami określającymi rodzaj skały są:

- skład mineralny,
- struktura,
- tekstura,
- barwa i stopień zwiętrzenia.

S k ł a d m i n e r a l n y jest podstawową cechą określającą skałę. Podaje się w nim jakie minerały i w jakich ilościach biorą udział w budowie skały. Na podstawie składu mineralnego można wyciągnąć wnioski systematyczne, genetyczne, wytrzymałościowe itp.

S t r u k t u r a skały określa sposób wykształcenia składników w skałe, a więc wielkość i kształt ziarn (minerałów) oraz różnice wielkościowe między nimi.

T e k s t u r a skały jest cechą określającą sposób rozmieszczenia składników w skałe, czyli sposób wypełnienia przestrzeni skalnej przez te składniki i ich uporządkowanie.

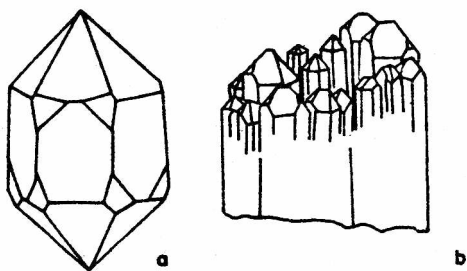
B a r w a skały jest wypadkową barw minerałów (okruchów) oraz barwiących domieszek, np. związków żelaza, substancji organicznych. W skałach o znacznej porowatości, np. w żwirach, piaskach i ilach zapiaszczonych, barwa może wskazywać na zawartość wilgoci w skałe. Skała z większą zawartością wilgoci jest zwykle ciemniejsza. Niekiedy na podstawie barwy skały można określić zasięg wahań zwierciadła wód gruntowych (brunatna i zielona barwa na przemian).

2.3. Skały magmowe

2.3.1. Minerały skałotwórcze skał magmowych

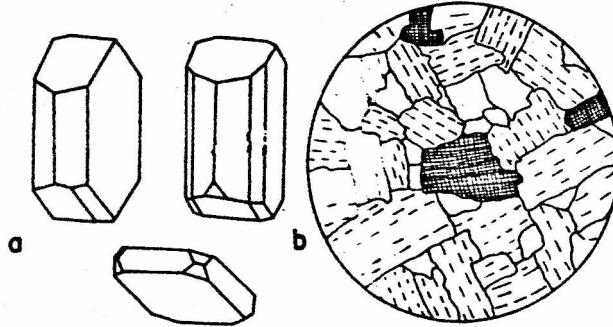
Minerały skał magmowych powstają w skomplikowanym procesie krzepnięcia magmy wewnątrz lub na powierzchni ziemi. Są to w przeważającej ilości krzemiany metali alkalicznych - potasu, sodu, glinu, a niekiedy żelaza i magnezu.

K w a r c (SiO_2) należy do grupy krystalicznej krzemionki, mającej w świecie minerałów ważne znaczenie skałotwórcze. Minerały tej grupy tworzą kilka odmian polimorficznych zależnych od temperatury krzepnięcia krzemionki. Polimorfizm nazywamy zjawisko tworzenia przez substancję chemiczną kryształów o różnej strukturze wewnętrznej, należących niekiedy nawet do różnych układów krystalograficznych. Polimorfizm określonej substancji zależy od warunków jej powstawania.



Rys.10. Kwarc. Kształt kryształów jest zależny od warunków powstawania: a - własnopostaciowy, b - wiele kryształów częściowo własnopostaciowych wyrastających ze wspólnego podłoża (szczołka kwarcowa)

Kwarc, trydymit i krystobalit są właśnie odmianami polimorficznymi SiO_2 . Mogą tworzyć słupkowe kryształy zakończone piramidami oraz ośmioboczne i kostkowane drobne kryształy - w zależności od temperatury w jakich powstają (rys.10 ab). Najczęściej spotykany jest kwarc niskotemperaturowy ($573^\circ\text{--}575^\circ\text{C}$) krystalizujący w układzie trygonalnym, nazywany kryształem górskim. Tworzy on, niekiedy znacznych rozmiarów, przezroczyste słupkowe kryształy o charakterystycznie poziomo bruzdzonych ścianach. Własności fizyczne wszystkich odmian kwarcu są do siebie zbliżone. Są to minerały o twardości 7, przezroczyste, bezbarwne lub zabarwione. Nie mają łupliwości, są kruche, po rozbiciu tworzą fragmenty ograniczone muszlowatymi powierzchniami przełamu. Połysk na ścianach jest szklisty, na powierzchniach przełamu - tłusty. Bardzo odporne chemicznie. Skalotwórcze dla wszystkich grup genetycznych skał (rys.12,13,24-26).



Rys.11. Skalenie: a - kryształy własnopostaciowe, b - skalenie w skale głębinowej (powiększenie 14x (oprac.wg [32])

Skałeni - są glinokrzemianami potasu, sodu i wapnia. Tworzą minerały mieszane, z których do najczęściej spotykanych należą - ortoklaz (KAlSi_3O_8) i plagioklasy ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ -albit, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ -anortyt). Są to minerały nieprzezroczyste, jasne - białe, żółtawe, różowe, zielonkawe. Łupliwe w dwu kierunkach, często widocznych gołym okiem. Twardość 6, połysk szklisty. Krystalizują w postaci grubych tabliczek, często są własnopostaciowe np. w granitach i porfirach. Najczęściej występują jako jasne nieregularne ziarna w skałach magmowych i metamorficznych (rys.12,13,15,16). Skalenie są minerałami łatwo wietrzejącymi, pod wpływem wody i CO_2 szybko ulegają chemicznemu rozkładowi przechodząc w minerały ilaste (np. proces kaolinizacji). Pierwszym zauważalnym procesem wietrzenia skaleni jest utrata połysku. Skały o zmętniałych skaleniach mają znacznie mniejszą wytrzymałość techniczną.

Łyzczyk (miki). Jest to grupa uwodnionych glinokrzemianów potasu, glinu, magnezu i żelaza, tworzących minerały o pokroju blaszkowym z doskonałą łupliwością w jednym kierunku i o twardości 2-3.

Blaszki łuszczyków są sprężyste, przezroczyste o szklistym lub perłowym połysku. Największe znaczenie skałotwórcze mają tzw. miki zwyczajne: **m u s k o w i t** $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ - bezbarwna lub żółtawa mika potasowa oraz **b i o t y t** $K(Mg,Fe,Mn)_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ - ciemnobrunatna lub czerwona mika potasowo-magnezowo-żelazowa. Miki są pospolitymi minerałami w skałach magmowych oraz niektórych skałach metamorficznych (rys.12,13). Muskowit jako minerał dość odporny chemicznie bywa składnikiem skał osadowych.



Rys.12. Granit (powiększenie 10x):
kw. - kwarc, sk. - skalenie z widocznymi śladami żupliwości i wstępnymi procesami rozkładu, b - biotyt z widocznymi śladami żupliwości



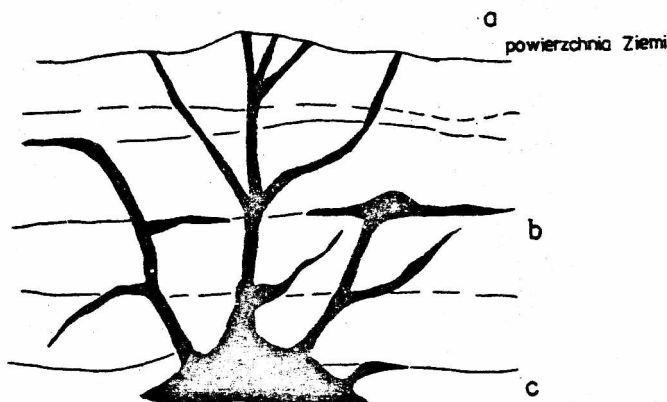
Rys.13. Riolit (powiększenie 24x):
kw. - kwarc, sk. - skalenie, b - biotyt

A m f i b o l e, $NaCa_3(Mg,Fe)_8(Al,Fe)_2(OH)_4[(Si,Al)_4O_{11}]^4$, są grupą minerałów skałotwórczych o dość zróżnicowanym składzie chemicznym i o różnej postaci zewnętrznej. Tworzą dwa szeregi minerałów mieszanych, których makroskopowe rozdzielanie rzadko jest możliwe. Pod względem chemicznym są to uwodnione krzemiany żelaza, magnezu, wapnia, sodu i potasu o barwach ciemnych (brunatnych, zielonawoczarnych) i twardości około 5,5. Pokrój kryształów jest słupkowy, słupkowa jest także doskonała odzielność (żupliwość) w dwu kierunkach pod kątem 124° (rys.15,16). Pokrój świeżych kryształów jest szklisty.

Największe znaczenie skałotwórcze ma **h o r n b l e n d a** (por. podany wyżej wzór). Występuje ona w różnych ilościach w skałach magmowych kwaśnych i obojętnych, a także w skałach metamorficznych i niektórych skałach osadowych okrucowych.

P i r o k s e n y, np. augit $Ca(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$, podobnie jak amfibole, tworzą dwa szeregi minerałów o dużej zmienności składu chemicznego i postaci kryształów. Makroskopowe rozpoznanie większość odmian tych minerałów nie jest możliwe. Nie wszystkie mają znaczenie

skałotwórcze. Pirokseny są bezwodnymi krzemianami wapnia, magnezu, żelaza i glinu. Kryształy mają pokrój krótkich słupków o barwach zielonych, brunatnawych, mogą być też prawie czarne, ich twardość wynosi od 5,5 do 6,5. Łupią się doskonale w dwu kierunkach, wzdłuż ścian słupa pod kątem zbliżonym do prostego. Połysk tych minerałów może być szklisty lub niekiedy tłusty. Występują w skałach magmowych wylewnych i głębinowych, ubogich w krzemionkę oraz w niektórych skałach metamorficznych.



Rys.14. Miejsca powstawania skał magmowych w skorupie ziemskiej: a - skały wylewne (wulkaniczne), b - skały żyłowe, c - skały głębinowe (plutoniczne) (oprac.wg [4])

Oliwiny, $(Mg, Fe)_2SiO_4$, są bezwodnymi krzemianami magnezowo-żelazowymi. Kryształy oliwinów mają pokrój zbliżony do sześciangu o barwie oliwkowej, zielonkawej lub żółtawej, twardości 6,5-7, szklistym połysku i łupliwości często niedostrzegalnej. Oliwiny są składnikami skał magmowych o średniej i małej zawartości krzemionki.

Po ogólnym zapoznaniu się z najważniejszymi minerałami skałotwórczymi skał osadowych, narzuca się jeszcze jeden ich podział na podstawie cech makroskopowych na: *jasne*, do których zaliczamy kwarc, skalenie i muskowił oraz *ciemne*, zawierające w swym składzie chemicznym żelazo i magnez: biotył, pirokseny, amfibole i oliwiny.

2.3.2. Struktury i tekstury skał magmowych

Do najczęściej spotykanych struktur skał magmowych należą:

- pełnokrystaliczna - wszystkie składniki wydzieliły się z magmy w postaci kryształów (rys.12,15),

- jawnokrystaliczna - kryształy widoczne są gołym okiem (rys.12,15),
- porfirowa - kryształy większe spojone są masą mikrokryształów o znacznie drobniejszym ziarnie (nazywamy ją tłem albo ciastem skalnym),
- afanitowa - kryształy niewidoczne gołym okiem,
- częściowokrystaliczne - część składników wykształciła się jako kryształy, reszta jako szkliwo.
- szklista - lava zastygła w całości w postaci szkliva.

Gdy skała jest w całości jawnokrystaliczna, a minerały wykrystalizowane są w postaci ziarn o mniej więcej tej samej wielkości, wówczas mamy do czynienia ze strukturą z i a r n i s t ą; gruboziarnistą gdy średnica ziarn przekracza 5 mm, średnioziarnistą gdy średnica ziarn wynosi 2-5 mm i drobnoziarnistą o średnicy ziarn poniżej 2 mm.

T e k s t u r y. Minerały w skałach magmowych najczęściej układają się zupełnie dowolnie. Taki sposób ułożenia określamy jako teksturę b e z ł a d n ą. Makroskopowo jest ona widoczna w skałach magmowych o strukturze jawnokrystalicznej (rys.12,15). W niektórych skałach wylewnych może występować tekstura f l u i d a l n a, powstająca gdy krzepnięcie następuje w czasie ruchu lawy. Jeżeli minerały wypełniają całkowicie przestrzeń skały, nie pozostawiając żadnych wolnych miejsc i próżni, skała ma teksturę m a s y w n ą (rys.12,13). Tekstury p o - r o w a t e (miarolityczna, pecherzykowa, gąbczasta) charakterystyczne są dla skał powstających z law bogatych w składniki lotne.

2.3.3. Systematyka (podział) skał magmowych

Ze względu na warunki krzepnięcia magmy, skały magmowe dzielimy na: głębinowe (plutoniczne), żyłowe i wylewne (wulkaniczne) (rys.14).

Skały g ł ę b i n o w e powstają w głębi Ziemi przez powolne krzepnięcie magmy pod wpływem znacznego ciśnienia hydrostatycznego oraz przy obecności par i gazów. Są one z reguły jawnokrystaliczne. Poszczególne składniki mineralne mogą być duże, niekiedy własnopostaciowe lub drobne o kształtach przypadkowych. Zawsze, niezależnie od ich wielkości, można je dostrzec gołym okiem. Sposób ułożenia minerałów w skałach głębinowych jest najczęściej przypadkowy.

Skały ż y ł o w e powstają przez zastyganie magmy w szczelinach, w skałach otaczających stygnącą magmę (osłona) lub w szczelinach w obrębie brzeżnych wcześniej zastygłych stref zbiornika. Skały żyłowe mają skład mineralny zbliżony do składu magmy macierzystej, bywają wzbogacone w minerały rzadkie, cenne dla człowieka. Skały te są najczęściej jawnokrystaliczne, a minerały w nich zawarte mogą osiągać rozmiary kilkudziesięciu centymetrów.

Skały w y l e w n e tworzą się przez zastygnięcie lawy na powierzchni Ziemi przy szybkim spadku ciśnienia i temperatury. W skałach

tak powstałych, gołym okiem nie można dostrzec żadnych minerałów. Są one najczęściej skrytokrystaliczne, lecz mogą też krzepnąć w postaci szkliva.

Niezależnie od miejsca powstania, skały magmowe dzielimy ze względu na ich skład chemiczny na kwaśne, obojętne i zasadowe. Podział ten oparty jest na malejącej zawartości krzemionki w składzie chemicznym skały. Skały kwaśne zawierają tyle krzemionki SiO_2 , że w macierzystym stopie po wykryształizowaniu skaleni i łyżczyków, krystalizuje ona w postaci kwarcu. W pozostałych grupach skał kwarc nie występuje, natomiast zaznacza się coraz większy niedobór krzemionki.

2.3.4. Przegląd najważniejszych skał magmowych

W przedstawionej niżej uproszczonej klasyfikacji uwzględniono skład mineralny skał magmowych oraz warunki krzepnięcia masy. Prawie każda skała gębinowa znajduje swój mineralogiczny i chemiczny odpowiednik w skale wylewnej. Poniżej podano tylko te skały, które są często spotykane na obszarze Polski i mają istotne znaczenie gospodarcze.

Grupa skał	Skład mineralny	Skały	
		gębinowe	wylewne
kwaśne	kwarc, skalenie, łyżczyki, amfibole (rzadko)	granit granodioryt	riolit dacyt porfir kwarcowy
obojętne	skalenie, biotyt, amfibole pirokseny, skalenie, oliwiny	sjenit dioryt gabro	trachit andezyt bazalt, melafir, diabaz
zasadowe	pirokseny, oliwiny, skalenie (plagioklasy)	cieszynit	bazanit

Granit (rys. 12) jest dość pospolitą skałą występującą w wielu odmianach. Wszystkie te odmiany są jawnokrystaliczne o różnej wielkości składników mineralnych, ułożonych najczęściej bezładnie. Z powodu małej zawartości minerałów ciemnych są to skały jasne, szarawe, różowawe lub czerwone zależnie od barwy skaleni. Są wytrzymałe mechanicznie i dość odporne na ścieranie, przez co znajdują różnorodne zastosowanie jako surowce skalne (krawężniki, kostka drogowa, tłuczeń) oraz jako okładzina dekoracyjna. Najlepsze parametry techniczne mają odmiany drobnoziarniste. W skorupie ziemskiej granity (podobnie jak większość skał gębinowych) występują w postaci wielkich masywów skalnych o skomplikowanych kształtach, np. w batolitach.

W Polsce batolity występują na Dolnym Śląsku i w Tatrach. Znaczenie gospodarcze mają granity dolnośląskie występujące w masywach Karkonoszy, Strzegomia-Sobótki, Strzelina i Otmuchowa.

G r a n o d i o r y t makroskopowo podobny jest do granitu. Różni się rodzajem skaleni oraz ciemniejszą barwą, która jest spowodowana większą zawartością biotyty.

R i o l i t (rys.13) jest wylewnym odpowiednikiem granitu. Jest to najczęściej skrytokrystaliczna jasna skała o barwie różowej lub szarawej. Występuje także w odmianie o budowie porfirowej, gdzie w postaci widocznych gołym okiem kryształów mogą występować: kwarc, skalenie oraz biotyt, ułożone bezładnie w skrytokrystalicznym tle skalnym zbudowanym z podobnych minerałów. Riolity używane są głównie jako tłuczeń drogowy. W skorupie ziemskiej występują w postaci płytko zalegających żył lub wielkich ciał magmowych zakrzepłych w pobliżu powierzchni Ziemi, a także jako pokrywy lawowe na powierzchni. Na obszarze Polski riolity grupują się głównie w dwóch regionach: dolnośląskim (okolice Wałbrzycha, Łubawki i Kamiennej Góry) oraz w krakowskim (okolice Krzeszowic).

D a c y t ma własności i wygląd zewnętrzny podobny do riolitu lecz występuje rzadziej. Od riolitu można go odróżnić na podstawie szczegółowych badań mikroskopowych.

S j e n i t i d i o r y t jako skały głębinowe mają budowę jawno-krystaliczną i najczęściej średnio- lub drobnodziarnistą. Nie zawierają kwarcu, jasne składniki to prawie wyłącznie skalenie, natomiast wśród minerałów ciemnych obok biotyty często występują amfibole (hornblenda). Minerale ułożone są bezładnie. Ponieważ zawierają znaczną ilość minerałów ciemnych są skalami ciemniejszymi od granitów. Zastosowanie mają podobne jak granit, chociaż z powodu dużej zawartości minerałów blaszkowych, parametry techniczne tych skał są gorsze. Występują na obszarze Sudetów w okolicy Kłodzka i Niemczy jako odrębne masywy skalne.

T r a c h i t i L a n d e z y t są skalami wylewnymi, często o strukturze porfirowej, w której prakryształy tworzą skalenie, biotyt i hornblenda. Mają barwę szarą i dobre parametry techniczne. Zastosowanie podobne jak większości skał wylewnych. Występują w Sudetach i Pieninach, gdzie tworzą samodzielne duże ciała skalne.

G a b r o (rys.15) jest to bogata w odmiany grupy skał głębinowych z pogranicza zasadowych i obojętnych. Są skalami jawnokrystalicznymi o zróżnicowanej wielkości minerałów. Oprócz plagioklazów zawierają pirokseny, amfibole oraz oliwiny- ciemne minerały, które nadają tym skałom ciemne barwy z zielonawymi odcieniami. Bogactwo odmian tych skał spowodowane jest zróżnicowaniem składu minerałów dominujących- gabro oliwinowe, gabro diallagowe, gabro hiperstenowe (pirokseny). Gabra występują w Sudetach koło Nowej Rudy, w masywie Ślęzy i koło Ząbkowic Ślą-

skich. Odmiany gruboziarniste, łatwo wietrzejące nie mają większego zastosowania. Średnioziarniste odmiany eksploatuje się na kamień łamany jako tłuczeń drogowy.

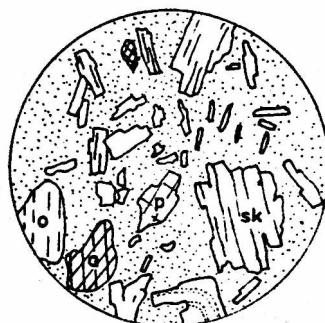
B a z a l t (rys.16) jest skałą ciemnoszarą, czasem czarną, najczęściej o strukturze skrytokrystalicznej z widocznymi niekiedy gołym okiem zielonymi lub żółtawymi oliwinami. Bazalt tworzy wiele odmian odróżnialnych jedynie przez szczegółowe badania mikroskopowe.

Melafiry i diabazy są odmianami wiekowymi bazaltów, co zaznacza się w ich wyglądzie makroskopowym. Bazalty, melafiry i diabazy występują głównie na Dolnym Śląsku, w postaci samodzielnych wystąpień skalnych. Znane i eksploatowane są od Zgorzelca do Opola (bazalty) oraz w okolicach Kamiennej Góry, Miroszowa i Głuszyca (melafiry i diabazy). Zastosowanie tych skał z powodu doskonałych właściwości technicznych jest bardzo duże. Nadają się do wyrobu kruszyw o różnej granulacji np. jako domieszki do betonu i bitumów, a z topionego bazaltu odlewa się rury i różne elementy odporne na ścieranie i działanie kwasów.

C i e s z y n i t i b a z a n i t są w Polsce rzadko spotykane. Są to skały ciemnoszare, brunatnoczarne i czarne. Mają własności techniczne zbliżone do bazaltu.



Rys.15. Gabro (powiększenie 14x): a - amfibol, p - piroksen, sk. - skalenie, o. - oliwin



Rys.16. Bazalt (powiększenie 24x): sk. - skalenie, o. - oliwin, p. - piroksen, a. - amfibol

2.4. Skały osadowe

Skały osadowe powstają na powierzchni Ziemi, na lądzie i w wodzie przez nagromadzenie materiałów pochodzących ze zniszczenia innych skał. Zespół procesów fizycznych i chemicznych odbywających się na powierzchni Ziemi a prowadzących do zniszczenia skał wcześniej powstałych, nazywamy **w i e t r z e n i e m**.

Głównymi czynnikami wietrzenia są: woda z rozpuszczonymi w niej składnikami aktywnymi, nasłonecznienie i zamróz. Czynniki te powodują

najpierw rozluźnienie spójności skał, następnie rozkruszenie (wietrzenie fizyczne) i rozkład chemiczny mniej odpornych składników (wietrzenie chemiczne).

Część materiału powstającego podczas wietrzenia skał - z w i e - t r z e l i n y - jest przenoszona na mniejszą lub większą odległość różnymi mediami transportującymi. Najczęstszym medium transportującym są wody płynące, ponadto spotykany jest transport lodowcowy i eoliczny. Aby mogła powstać skała osadowa, materiał transportowany musi być osadzony i nagromadzony. Proces ten nazywamy s e d y m e n t a c j ą.

W wyniku wymienionych procesów tworzą się l u ż n e skały osadowe: grzyzy, żwir, piaski, muły, lessy, iły. Luźny materiał osadzony z biegiem czasu, przy odpowiednim obciążeniu osadami młodszymi ulega d i a g e n e z i e, w wyniku której tworzą się skały osadowe z w i ę - z ł e: brekcje, zlepieńce, piaskowce, mułowce, ikołupki.

Skały osadowe ze względu na sposób powstawania i skład mineralny można podzielić na cztery duże dość zróżnicowane grupy:

1. Skały o k r u c h o w e (detrytyczne, klastyczne) powstają z materiału nagromadzonego głównie po fizycznym zwieterzeniu różnych typów skał występujących na powierzchni Ziemi. Są one zbudowane głównie ze składników allogenicznych: kwarcu, skaleni, łyszczyków i nierozkruszonych fragmentów skalnych obtoczonych lub ostrokrawędzistych.

2. Skały i l a s t e są grupą skał zbliżonych genezą do skał okruchowych. Zawierają w sobie składniki wyselekcjonowane, pochodzące z mechanicznego rozkruszania skał lecz w ich składzie przeważają minerały ilaste i tlenki glinu - produkty wietrzenia chemicznego. Powstanie tych skał jest ściśle związane z chemicznymi procesami niszczenia skał.

3. Skały pochodzenia c h e m i c z n e g o powstają przez wytrącenie składników mineralnych z roztworu wodnego. Głównym czynnikiem warunkującym powstawanie tych skał jest rozpuszczające i wypłukujące działanie wody i gazów w niej zawartych. Rozpuszczone przez wodę składniki mineralne przenoszone są do basenu sedymentacyjnego, gdzie w roztworze przesyconym następuje krystalizacja minerałów.

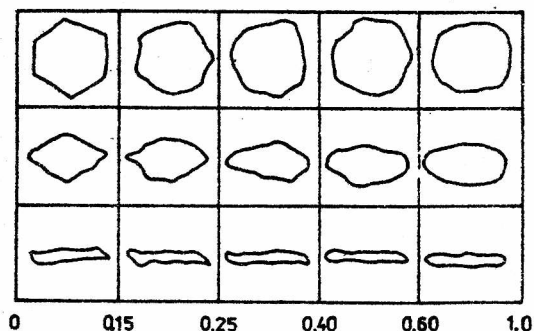
4. Skały pochodzenia o r g a n i c z n e g o powstają w wyniku nagromadzenia szczątków pochodzenia roślinnego lub zwierzęcego. Skład mineralny tych skał zależy od składu chemicznego substancji budujących szczątki organiczne. Jeżeli weźmie się pod uwagę sposób gromadzenia składników, to skały te można zaliczyć również do skał osadowych okruchowych.

2.4.1. Minerale skałotwórcze skał osadowych

Zespół minerałów skał osadowych charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem genetycznym. W skład skał osadowych wchodzi bowiem minerały,

które powstały w warunkach innych niż skała, którą budują oraz minerały tworzące się razem ze skałą osadową.

Minerały, które tworzą się poza skałą osadową i dostają się do niej jako gotowe twory krystaliczne, nazywamy minerałami a l l o g e - n i c z n y m i. Są to minerały skał magmowych, metamorficznych i starszych skał osadowych, charakteryzujące się dużą odpornością chemiczną i fizyczną. Do podstawowych minerałów tej grupy zaliczamy kwarc, łuszczak jasny i skalenie. Wyglądają one w skałach osadowych nieco inaczej niż w skałach macierzystych, co jest spowodowane procesem niszczenia w czasie wietrzenia i transportu. Na przykład kwarc w niezbyt dużej odległości od skały macierzystej (np. od granitu) tworzy nieregularne w kształcie fragmenty o ostrych krawędziach i błyszczących powierzchniach; im dłuższy transport, tym ziarna stają się bardziej obtoczone, a powierzchnie często noszą ślady uszkodzeń. Transport w wodzie chroni powierzchnie ziarn mineralnych przed zniszczeniem, wskutek czego nawet ziarna o najwyższym stopniu obtoczenia mają błyszczące gładkie powierzchnie (rys.17). W czasie transportu powietrznego (eolicznego) powierzchnie ziarn nie są chronione i na przykład w piaskach wydmowych ziarna kwarcu mają powierzchnie zmatowiałe i skorodowane.



Rys.17. Sposób i kolejność obtaczania się ziaren mineralnych i okruchów skalnych w zależności od kształtu początkowego. Cyfry oznaczają obtoczenie w skali od 0 do 1. Nie uwzględniono zmniejszania się ziarn w czasie obtaczania (oprac.wg [2])

Minerały, które tworzą się wraz z powstającą skałą osadową nazywamy a u t o g e n i c z n y m i. W przeważającej ilości powstają one przez krystalizację z roztworów wodnych w basenach sedymentacyjnych i roztworów krążących w zdeponowanym materiale.

Grupa węglanów

Do grupy węglanów należą minerały często spotykane w przyrodzie.

Mogą one tworzyć składniki podstawowe skał lub ich spoiwo. Do najpospolitszych minerałów tej grupy zaliczamy kalcyt, dolomit i syderyt.

K a l c y t jest węglanem wapnia (CaCO_3) tworzącym jasne kryształy bogate w kształty. Najczęściej spotykane są kremowe i białawe nieprzeźroczyste romboedry lub przeźroczyste albo przeświecające żółtawe kryształy o pokroju słupków zakończonych piramidami (rys. 9a, b). Kalcyt występuje także w skupieniach ziarnistych lub zbitych i tworzy wielkie masy skalne - marmury, wapienie, kredę piszącą. Formy naciekowe kalcytu, popularne w jaskiniach wapiennych, noszą nazwę stalaktytów i stalagmitów. Twardość kalcytu - 3. Kryształy niezależnie od kształtu charakteryzują się doskonałą trójkierunkową łupliwością o szklisto błyszczących powierzchniach. Odmianą polimorficzną kalcytu jest **a r a g o n i t**, rzadziej spotykany i nieco twardszy. Pod wpływem czasu geologicznego (liczonego w milionach lat) lub po ogrzaniu do temperatury ok. 400°C przechodzi nieodwracalnie w kalcyt.

D o l o m i t jest węglanem wapnia i magnezu $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, tworzy przeźroczyste lub przeświecające kryształy mniej bogate w kształty niż kalcyt. Najczęściej występuje w skupieniach ziemistych i zbitych, tworzy masy skalne nazywane dolomitem. Kryształy i skupienia dolomitu mają barwy jasne - szarawe, brunatnawe, rzadziej ciemniejsze. Twardość 3,5-4, łupliwość kryształów i połysk - podobne jak u kalcytu.

S y d e r y t, jako węglan żelaza (FeCO_3), zaliczamy również do minerałów rudnych^{x)}. Tworzy on najczęściej skupienia zbite o brunatnych i żółtawych barwach, rzadziej drobne przeźroczyste i szkliste kryształki. Twardość i łupliwość syderytu zbliżona jest do twardości i łupliwości kalcytu. Odmianę zbitą, zawierającą dużą ilość substancji ilastej, nazywamy syderytem ilastym, a kuliste soczewkowate skupienia w ilastych skałach - sferosyderytem. Zawartość żelaza w syderycie może dochodzić do 45%.

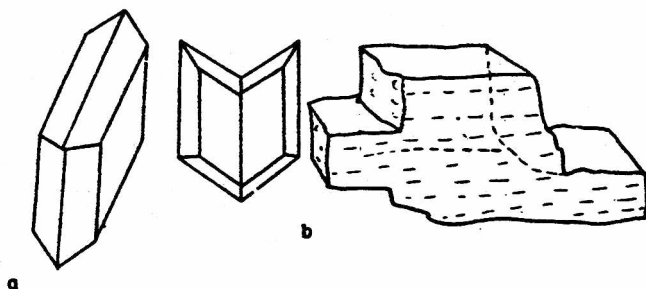
Grupa siarczanów

Minerały z tej grupy często tworzą skały jedno- lub wielomineralne. Do najczęściej spotykanych w przyrodzie należą gips i anhydryt.

G i p s ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) jest uwodnionym siarczanem wapnia o jasnych, pastelowych, przeźroczystych lub przeświecających kryształach, o płytkowym lub słupkowym pokroju (rys. 18a, b). Tworzy także skupienia grubopłytkowe, włókniste i pilśniowe (alabaster). Kryształy mają doskonałą jednokierunkową łupliwość oraz szklisty połysk na powierzchniach łupliwości

^{x)} Minerale rudne - podstawowe składniki złóż rud metali mające znaczenie gospodarcze.

i ściankach kryształów. Twardość 2. W dużym nagromadzeniu minerał ten tworzy skały zwane gipsami. Gips podgrzany do temp. 120°C przechodzi w siarczan wapnia o mniejszej zawartości wody ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$). Jest to tzw. gips palony czyli modelarski lub sztukatorski. Zmieszany z wodą tworzy zaprawę, która szybko trwardnieje.



Rys.18. Gips: a - kryształy własnopostaciowe (pojedynczy i bliźniak), b - fragment skały gipsowej zbudowanej z równolegle ułożonych płytek gipsa

A n h y d r y t jest bezwodnym siarczanem wapnia. Występuje najczęściej w skupieniach drobnoziarnistych lub zbitych o barwach białawej, szarawej lub niebieskawej. Kryształy są łupliwe, o połysku szklistym i twardości 3. W obecności wody powoli przechodzi w gips, znacznie zwiększając swą objętość. Buduje skały monomineralne nazywane anhydrytami.

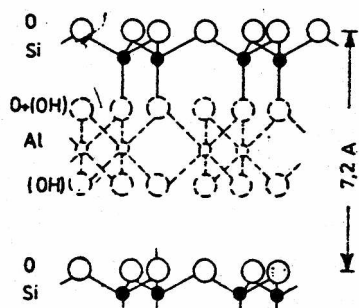
Minerały ilaste

Minerały ilaste są uwodnionymi krzemianami glinu i żelaza. Podczas prażenia tracą zaabsorbowaną wodę, a w wysokich temperaturach są ogniotrwałe. Część minerałów ilastych ma budowę krystaliczną. Submikroskopowej wielkości kryształy mają pokrój płytkowy, łuseczkowy lub włóknisty. Najczęściej występuje w postaci agregatów zbitych lub porowatych, tłuśnych w dotyku, o właściwościach plastycznych i chłonnych. Te właściwości wyróżniają minerały ilaste spośród innych minerałów skałotwórczych, a związane są z ich specyficzną budową krystalochemiczną.

Minerały ilaste należą do krzemianów pakietowych o różnych odległościach pomiędzy pakietami i związanej z tym różnej zdolności przyłączania wody i cieczy organicznych oraz kationów wymiennych. Krzemiany pakietowe zbudowane są z warstw krzemotlenowych, powstających przez połączenie czworościanów $(\text{SiO}_2)^{4-}$ trzema narożami (jonami tlenu) z analogicznymi czworościanami $(\text{SiO}_2)^{4-}$. W tym połączeniu, czwarte tlenowe naroża czworościanów tworzą aktywną warstwę, która może przyłączać pozostałe elementy budujące sieć przestrzenną tych minerałów. Tak zbudowane warstwy łączą się w większe jednostki zwane pakietami (rys.19).

Pakiety nawarstwiając się równolegle dają pełną strukturę przestrzenną tych minerałów. Oprócz wody związanej w strukturze w postaci anionu OH^- , często obecna jest woda o neutralnych cząstkach H_2O , dająca się usunąć, a potem ponownie wprowadzić w odpowiedniej temperaturze. Zdolność przyjmowania pewnych ilości wody pomiędzy pakiety strukturalne jest przyczyną łatwej namakalności, mięknięcia i plastyczności minerałów ilastych.

Znaczenie skałotwórcze mają - kaolinit, illit i montmorylonit.



Rys.19. Budowa przestrzenna kaolinitu (fragment) (oprac. wg [21])

K a o l i n i t występuje w skałach ilastych pochodzenia lądowego (rys.19). Jego kryształy, o pokroju sześciobocznych blaszek lub łuseczek łączą się często w agregaty o kształcie robaczkowym. Ich wielkości są submikroskopowe. Kryształy mają barwy jasne, twardość 1 i doskonałą jednokierunkową łupliwość. Kaolinit jest produktem chemicznego rozkładu glinokrzemianów w klimacie umiarkowanym, charakteryzuje się wysoką ognioodpornością oraz niewielką plastycznością. Jest głównym składnikiem iłów i glin, a także powstających na lądzie zwietrzelin i gleb. Pod-

stawowy surowiec do produkcji różnych odmian porcelany.

I l l i t występuje w agregatach z kaolinitem w skałach ilastych pochodzenia lądowego. Ma nieco inną budowę przestrzenną niż kaolinit, z czego wynikają jego zasadnicze własności fizyczne. Po zarobieniu wodą łatwo uzyskuje plastyczność, nie jest ogniotrwały. Tworzy pilśniowe agregaty lub mikrokrystaliczne łuseczki barwy białawej, szarozielonawej lub brunatnej, doskonale łupliwe w jednym kierunku, o twardości 1-2. Wielkość agregatów zbliżona do kaolinitu.

M o n t m o r y l o n i t należy do krzemianów chłonnych, tzn. ma zdolność zatrzymywania wody i cieczy organicznych między pakietami swej sieci przestrzennej. Tworzy agregaty o różnej budowie: robaczkowe, lamelkowe lub sferyczne o twardości 1-2, barwie białawej, zielonkawej lub czerwawej. Montmorylonit uważany jest za produkt wietrzenia chemicznego glinokrzemianów w wodzie morskiej. Charakteryzuje się znacznymi zdolnościami absorpcyjnymi oraz dużą plastycznością. Nie jest ogniotrwały. Wykorzystywany jest w przemyśle chemicznym.

Grupa krzemionki

O p a l i c h a l c e d o n - SiO_2 . Opal jest minerałem bezpostaciowym, chalcedon ma budowę skrytokrystaliczną. Oba te minerały mogą budować bardzo zwarte i twarde spoiwo w różnych skałach, a także występować jako owalne konkretce w obrębie skał. Twardość ok.6,5. Oba mine-

rały są zwykle lekko przeświecające lub nieprzeźroczyste o barwach zależnych od domieszek - szarawe, czarne, brunatne. odmiany czerwone, żółte, zielonkawe i wielobarwne (karneole, jaspisy, chryzoprazy i agaty) stosuje się w jubilerstwie.

2.4.2. Struktury i tekstury skał osadowych

Cechy zewnętrzne skał zawsze zależą od warunków w jakich powstały. Wśród skał osadowych istnieją znaczne różnice w sposobie ich powstawania. Rozpatrzmy zatem osobno cechy budowy skał okruchowych i ilastych oraz skał pochodzenia chemicznego.

1. Struktury skał okruchowych i ilastych.

Ze względu na wielkość ziarn budujących poszczególne skały, wyróżniamy struktury:

- p s e f i t o w ą (grubookruchową) o średnicy ziarn ponad 2 mm; frakcja żwirowa i kamienista^{x)},
- p s a m i t o w ą (średniookruchową) o średnicy ziarn od 2 mm do 0,05 mm; frakcja piaskowa,
- a l e u r y t o w ą (drobnookruchową) o średnicy ziarn od 0,05 mm do 0,002 mm; frakcja pyłowa,
- p e l i t o w ą dla najdrobniejszych skał osadowych, luźnych o średnicy ziarn poniżej 0,002 mm, nie wyczuwalnych przy rozcieraniu skały w palcach; frakcja ilowa.

Ze względu na stosunki wielkościowe między składnikami w skale, niezależnie od grubości ziarn, wyróżniamy struktury: r ó w n o z i a r n i s t ą, gdy prawie wszystkie składniki mają zbliżone kształty i wymiary oraz r ó ż n o z i a r n i s t ą, gdy skały zbudowane są ze składników znacznie różniących się wielkością.

2. Struktury skał pochodzenia chemicznego.

Są to skały zbudowane często z widocznych gołym okiem ziarn mineralnych silnie ze sobą zazębionych. W zależności od wielkości tych ziarn wyróżniamy struktury:

- g r u b o z i a r n i s t ą - w skale przeważają ziarna o średnicach powyżej 0,5 mm,
- ś r e d n i o z i a r n i s t ą - przeważają ziarna o średnicach od 0,5 mm do 0,1 mm,

^{x)} Zakres wielkości średnic i nazwy frakcji podano według wartości przyjmowanych w mechanice gruntów i normach budowlanych.

- d r o b n o z i a r n i s t ą - ziarna mają średnice mniejsze od 0,1 mm,
- a f a n i t o w ą, gdy gołym okiem nie można wyróżnić ziarn mineralnych.

3. Struktury skał pochodzenia organicznego.

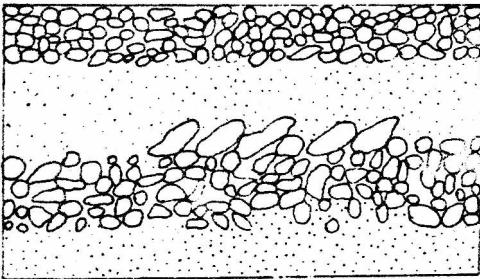
Określenie struktur tych skał zależy od stopnia zachowania szczątków organicznych. Rozróżniamy więc struktury:

- b i o m o r f i c z n ą, gdy można zidentyfikować szczątki organiczne budujące skały,
- d e t r y t y c z n ą, gdy skały zbudowane są z silnie zniszczonych szczątków organicznych.

Tekstury skał osadowych

Tekstury niżej opisane należą do najczęściej spotykanych.

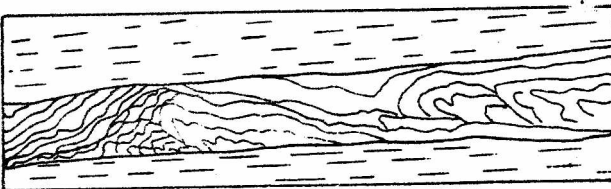
Teksturę b e z ł a d n ą mają skały, w których ułożenie składników mineralnych jest przypadkowe. W skale nie dostrzega się żadnych uprzywilejowanych kierunków (rys.22,23,24). Teksturę tego typu mogą mieć zarówno skały okruchowe jak i chemiczne i organiczne.



Rys.20. Przykład równoległej tekstury skały okruchowej spowodowanej warstwowymi zmianami grubości ziarna w skale

rockach kierunkowych wykazują anizotropię własności fizycznych, często rozpadają się na płytki różnej grubości.

Tekstury w a r s t w o - w a i s p ł y w o w a należą do tekstur kierunkowych. Tekstura warstwowa charakteryzuje się między innymi zmianą barwy skały, zmianą grubości ziarna lub zmianą składu mineralnego (rys.20). Tekstura spływowa powstaje przy spływie podwodnym materiału wcześniej osadzonego - warstwowanie jest zaburzone, pofałdowane przez ruch po nachylnym stoku (rys.21). Skały o tekstu-



Rys.21. Tekstura spływowa w skale uwarstwionej

Tekstura z b i t a w skałach osadowych jest makroskopowo podobna do tekstury masywnej skał magmowych. Charakterystyczna jest dla skał silnie zdiagenezowanych, niewarstwowanych.

Tekstura p o r o w a t a charakteryzuje się obedinością dużych wolnych przestrzeni między ziarnami drobnymi próżni. Porowatość skał osadowych może być pierwotna, przy słabej diagenezie, lub wtórna, wywołana wypłukiwaniem składników łatwo rozpuszczalnych.

2.4.3. Przegląd systematyczny ważniejszych skał osadowych

2.4.3.1. Skały okruczowe luźne (syplikie) i zwięzłe

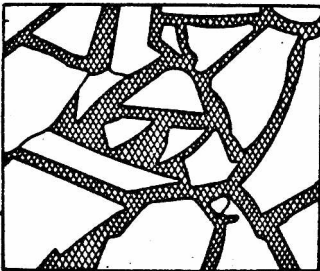
Do najczęściej spotykanych skał okruczowych należą następujące skały luźne (syplikie) i ich odpowiedniki wśród skał zdiagenezowanych (zwięzłe):

skały luźne:

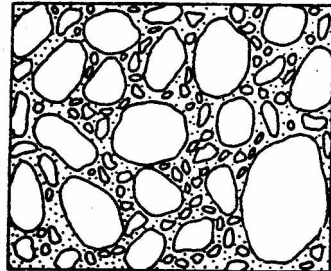
gruzy,
żwirry,
piaski,
muły,
lessy,

skały zdiagenezowane:

brekcje,
zlepieńce,
piaskowce,
mułowce.



Rys.22. Brekcja, wielkość naturalna. Ostrokrawędziste i niewysortowane okruczki są spojone chemicznie wytrąconym spoiwem



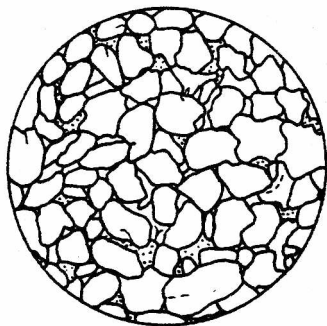
Rys.23. Zlepienieć, wielkość naturalna. Różnie są obtoczone okruczki skalne i mineralne spojone są drobniejszym materiałem piaszczystym

Gruzy i brekcje zawierają materiał skalny o ostrych krawędziach, ponieważ ich transport nie był daleki (rys.22). Tworzą się najczęściej u podnóży i na zboczach wietrzejących skał (gruzy) lub w strefach silnych miażdżeń tektonicznych (brekcje tektoniczne). Skład mineralogiczny gruzu zależy od rodzaju wietrzejących skał. Selekcja odpornościowa składników nie następuje z powodu zbyt krótkiego transportu.

Brekcje powstające przez cementacje gruzów mogą mieć spoiwo o różnym składzie chemicznym i różnej genezie.

Żwirry i zlepieńce zbudowane są z mniej lub bardziej obtoczonych fragmentów skalnych, które nazywamy otoczakami (rys.23). Stopień obtoczenia zależy od pierwotnego kształtu okruchów skalnych, długości transportu i stopnia odporności na ścieranie (por. rys.17). W zależności od zróżnicowania składu petrograficznego rozróżniamy żwirry i zlepieńce wieloskładnikowe lub, rzadziej spotykane, jednoskładnikowe, zbudowane najczęściej z obtoczonych odpornych ziarn kwarcu lub skał krzemionkowych. Żwirry i zlepieńce tworzą się najczęściej w środowisku wodnym (rieczne lub morskie).

Piaski i piaskowce stanowią dużą grupę skał psamitowych o różnym składzie mineralnym i zabarwieniu. Skład mineralny i stopień obtoczenia ziarn piaszczystych zależy od długości drogi, szybkości sedymentacji i od źródła materiału detrytycznego. Piaski mogą się składać prawie wyłącznie z kwarcu, są to wówczas piaski kwarcowe. Jeżeli oprócz kwarcu zawierają powyżej 20% skaleni, są to piaski arkozowe. Jeżeli zawierają kwarc, skalenie i drobne dobrze obtoczone fragmenty skał, są to piaski szarogłazowe. Przez cementację luźnych osadów piaszczystych spoiwem najczęściej pochodzenia chemicznego lub mieszanego powstają piaskowce. Jest to bogata grupa skał bardzo zróżnicowanych pod względem struktur, tekstur i składu.



Rys.24. Piaskowiec kwarcowy o spoiwie żelazistym (powiększenie 7x). Widoczne są ziarna kwarcu o różnym stopniu obtoczenia



Rys.25. Piaskowiec arkozowy (powiększenie 14x). Widoczne są ziarna kwarcu (K) i skalenia (S) o różnym stopniu obtoczenia

Piaskowce zbudowane w przeważającej ilości z kwarcu (ok.80% nazywamy piaskowcami kwarcowymi (rys.24). Można je scharakteryzować dokładniej jeżeli weźmie się pod uwagę genezę i skład

chemiczny spoiwa, np. piaskowce kwarcowe o spoiwie żelazistym. A r k o - z y to piaskowce powstałe przez konsolidację piasków arkozowych, a s z a r o g ł a z y to zwięzły odpowiednik piasków szarogłazowych (rys.25). Skąły piaszczyste tworzą się w różnych warunkach. Na obszarze Polski najpospolitsze są piaski pochodzenia lodowcowego i piaskowce pochodzenia morskiego.

M u ł y i m u ł o w c e są skałami zbudowanymi z drobnych, ostrokrawędzistych ziarn kwarcu z domieszką minerałów ilastych, drobnych blaszek żyzczyków i substancji organicznej. Są aleurytami transportowanymi przez wodę i osadzonymi w wodzie. Są mniej pospolite niż inne skały okruchowe, występują lokalnie jako cienkie warstwy o niewielkim rozprzestrzenieniu. Dzięki swej budowie wewnętrznej i zawartości minerałów ilastych, mogą stanowić ekrany izolujące warstwy wodonośne.

L e s s y są aleurytami pochodzenia eolicznego. Zbudowane głównie z drobnego ostrokrawędzistego kwarcu i minerałów ilastych, zawierają w sobie również szczątki organiczne i konkretje węglanu wapnia. Charakteryzują się wybitną porowatością i podatnością na wymywanie. Ich powstawanie wiąże się z okresami zlodowaceń. Występują w niewielkich różnej grubości pokrywach w południowej i wschodniej części Polski.

2.4.3.2. Skały ilaste

Skały ilaste należą do bogatej grupy skał spoiwistych, które od skał luźnych (sypkich) różnią się obecnością znacznej spójności międzyziarnowej (kohezji). Spójność (kohezja), jest to wzajemne przyciąganie się składników skały, należących do tej samej fazy (np. ciała stałe). W skałach okruchowych spójność odgrywa znaczną rolę dopiero wtedy, gdy ziarna mają odpowiednio małe rozmiary. Warunek ten spełniają właśnie skały ilaste, w których dominującą rolę odgrywają minerały ilaste oraz okruchy o wielkości poniżej 0,002 mm.

Pochodzenie skał ilastych może być różne, lecz zawsze jest związane ze środowiskiem wodnym.

1. R e z y d u a l n e skały ilaste (gliny rezydualne), tworzą się najczęściej w następujący sposób: - na skutek chemicznego wietrzenia skał bogatych w glinokrzemiany (np. granit). Głównym czynnikiem powodującym wietrzenie jest woda opadowa wsiąkająca w zwietrzelinę zawierającą np. skalenie. Twory tak powstałe, oprócz minerałów ilastych (kaolinit, illit), zawierają ziarna kwarcu we frakcjach pelitowej i piaszczystej, związki żelaza i drobne okruchy skał macierzystych. Proces rozkładu glinokrzemianów może sięgać do znacznych głębokości, prowadząc do utworzenia złóż ilów i glin o znaczeniu gospodarczym.

- w zbiornikach słodkowodnych, często z pokładami węgla brunatnego, zawierają w sobie pelit kwarcowo-skaleniowy, minerały ilaste i drobne

domieszki zbutwiełej siewczki roślinnej. Tworzą złoża o dużych miąższościach - k a o l i n y i g l i n y kaolinitowe, często eksploatowane.

- w wyniku podmorskiego wietrzenia kwaśnych skał magmowych wylewnych. Są to utwory rzadziej spotykane, zbudowane prawie wyłącznie z minerałów ilastych (głównie montmorylonitu). I l y montmorylonitowe mają własności absorpcyjne, w obecności wody znacznie powiększają swoją objętość, zaliczamy do nich b e n t o n i t y i i l y bentonitowe. Występują one jako przewarstwienia w obrębie innych skał.

2. Skały ilaste pochodzenia l o d o w c o w e g o - gliny l o d o w c o w e (morenowe, zwałowe), powstają z materiału transportowanego przez lodowiec i pozostawionego po jego stopnieniu. Materiał ten jest źle wysortowany, zawiera wszystkie frakcje wielkościowe łącznie z wielkimi głazami. Gdy osadzanie materiału wypłukanego spod lodowca (w okresie ociepleń klimatu) następuje dalej od jego czoła, wówczas w obniżeniach terenu powstają cienko warstwowe, plastyczne pelitowe osady - i l y z a s t o i s k o w e (warwowe, wstęgowe). Są one zbudowane z minerałów ilastych i pelitu powstałego na skutek mechanicznego niszczenia skał w czasie ruchu lodowca. Skały pochodzenia lodowcowego pokrywają znaczną część obszaru środkowej i północnej Polski.

3. Skały ilaste pochodzenia r z e c z n e g o tworzą się w dolnych biegach wielkich rzek lub na terenach zalewowych. W składzie tych osadów dominują pelit kwarcowy i i l y s z c z y k o w y oraz substancja organiczna. Występują w postaci soczew i warstw zazębiających się z innymi osadami.

S k a ł y i l a s t e wykazują bardzo charakterystyczne cechy, uzależnione od własności budujących je minerałów ilastych i od procentowej zawartości piasku i żwiru. Większe złoża skał ilastych, które są przedmiotem eksploatacji noszą często regionalne nazwy np. i l y poznańskie, nazywane także ilami pstryimi - odznaczają się doskonałą plastycznością, mają szarozielone barwy z nieregularnie rozmieszczonymi brunatnymi i czerwonymi plamkami pochodzącymi od wodorotlenków żelaza.

2.4.3.3. Skały pochodzenia chemicznego i organicznego

W a p i e n i e - należą do najczęściej spotykanych skał pochodzenia chemicznego i organicznego. Zbudowane prawie wyłącznie z węglanu wapnia, powstają zarówno przez wytrącanie się składników z roztworów przesyconych, jak i przez nagromadzenie szczątków skorup różnych organizmów.

Zbudowane są zwykle z silnie zazębiających się ziarn kalcytu z dodatkiem dolomitu oraz niekiedy substancji organicznej (rys.9b). Wapnienie tworzą wiele odmian o różnym zabarwieniu i własnościach chemicznych zależnych od domieszek. Są łatwo rozpuszczalne, zwłaszcza w wodzie zawierającej CO_2 , w związku z czym szczególnie często rozwijają się w nich zjawiska krasowe.

M a r g l e zawierają obok kalcytu znaczne ilości minerałów ilastych oraz pelitu kwarcowego. W zależności od ilości tych składników, margle mają różne właściwości fizyczne i różną odporność na wietrzenie. Łatwo wietrzejące margle ilaste mają właściwości zbliżone do niektórych skał ilastych.

D o l o m i t y. Przyjmuje się, że są to skały pochodzenia chemicznego lub powstałe wtórnie przez wzbogacenie wapieni w węglan magnezu (dolomitizacja wapieni). W swym składzie mineralnym oprócz ~~dolomitu~~ zawierają znaczną ilość kalcytu. Są nieco twardsze i trudniej rozpuszczalne od wapieni. Ich zabarwienie i własności zależą od domieszek.

Skały węglanowe są dość pospolite w seriach osadowych. Występują najczęściej w postaci soczew i ławic o różnej grubości i dużym rozpręstrzeniu. W Polsce są eksploatowane w wielu rejonach (opolskie, biakostockie, lubelskie).

G i p s y, a n h y d r y t y i s k a ł y s o l n e są typowymi osadami chemicznymi pochodzenia morskiego. Nie są tak pospolite jak skały węglanowe. W większości są to skały monomineralne. W skorupie ziemskiej tworzą różnej grubości warstwy (formacje) i wysady. Występują i są eksploatowane na Podkarpaciu i w Polsce środkowej.

2.4.3.4. Skały pochodzenia organicznego

W ę g l e kamienne i brunatne oraz t o r f y są skałami powstałymi z nagromadzenia substancji roślinnej. Różnią się między sobą wyglądem zewnętrznym i własnościami, co jest związane ze stopniem uwęglenia substancji organicznej. Węgłe brunatne i torfy należą do skał porowatych i często silnie nawodnionych.

W a p i e n i e organogeniczne powstają z nagromadzenia się szczątków roślinnych i zwierzęcych zbudowanych z węglanu wapnia. Są skałami masywnymi o niewielkiej twardości z często rozpoznawalnymi szczątkami organicznymi.

2.5. Skały metamorficzne

Skały metamorficzne powstają na różnych głębokościach pod powierzchnią Ziemi wskutek przeobrażenia skał wcześniej powstałych, magmowych, osadowych i innych skał metamorficznych. Głównymi czynnikami przeobrażającymi jest ciśnienie (do kilku tysięcy atmosfer) i temperatura (do tysiąca stopni Kelvina). Czynniki te powodują przebudowę mineralną i strukturalną skał wyjściowych. Zmiany metamorficzne następują w stanie stałym lub przy udziale niewielkiej tylko ilości fazy ciekłej.

W zależności od warunków geologicznych w jakich skały ulegają prze-

obrażeniom, wyróżniamy następujące rodzaje metamorfizmu:

- metamorfizm **d y n a m i c z n y** (kinetyczny) - czynnikiem przeobrażającym jest ciśnienie kierunkowe. W przeobrażanych skałach następuje miażdżenie ziarn mineralnych i złupkowanie skały. Z powodu niezbyt wysokiej temperatury przebudowa mineralna prawie nie zachodzi. Ten rodzaj przeobrażeń następuje w strefach silnych fałdowań i sztywnych przemieszczeń mas skalnych,

- metamorfizm **t e r m i c z n y** (kontaktowy) - przebudowa mineralna następuje pod wpływem wysokiej temperatury, w przeobrażonych skałach. Warunki takie panują w pobliżu wielkich krzepnących mas magmowych,

- metamorfizm **r e g i o n a l n y** - czynnikami przeobrażającymi jest zarówno ciśnienie, jak i temperatura, które powodują przebudowę mineralną i strukturalną skał. W zależności od nasilenia tych czynników w skałach przeobrażonych występują różne charakterystyczne zespoły mineralne. Metamorfizm regionalny zachodzi na znacznych obszarach, na różnych głębokościach i związany jest najczęściej ze strefami fałdowymi.

2.5.1. Minerale skałotwórcze skał metamorficznych

Skały metamorficzne w przeważającej części zbudowane są z minerałów, które zostały już przedstawione w poprzednich rozdziałach. Mimo że powstają one w innych warunkach, ich właściwości fizyczne i chemiczne pozostają bez zmian, różny jest tylko kształt ziarn. Spośród poznanych minerałów, znaczenie skałotwórcze w skałach metamorficznych mają: kwarc, skalenie, niektóre amfibole i pirokseny, kalcyt, łuszczyki. Oprócz wyżej wymienionych, w budowie skał metamorficznych uczestniczą także minerały powstające wyłącznie w procesach metamorficznych. Do najczęściej spotykanych minerałów tej grupy należą: andaluzyt, syllimanit, dysten, granaty, serpentyn, talk i chloryty.

A n d a l u z y t, s y l l i m a n i t i d y s t e n, polimorfizmy substancji Al_2SiO_5 , są krzemianami o zbliżonych właściwościach. Tworzą jasne minerały o pokroju słupkowym, dobrej łupliwości w jednym lub dwu kierunkach i twardości około 6,5. Każdy z wymienionych minerałów powstaje w innych warunkach metamorfizmu.

G r a n a t y są grupą krzemianów o bardzo skomplikowanym składzie chemicznym. Kryształy granatów są czarne, zielone lub czerwone i bogate w ściany. Łupliwości nie mają, a ich twardość wynosi od 5 do 7,5. Granaty mogą powstawać w różnych warunkach i są pospolitymi składnikami wielu skał metamorficznych.

Grupa **s e r p e n t y n u** ($Mg_6(OH)_8Si_4O_{10}$) obejmuje kilka minerałów. Są to uwodnione krzemiany magnezu, tworzące doskonałe łupliwe

słupkowe lub igiełkowe zielonkawe kryształy. Ich twardość wynosi około 3. Tworzą często skupienia pilśniowe lub włókniste - azbest. Powstają z przeobrażenia skał magmowych zasadowych w warunkach średnio zaawansowanego metamorfizmu regionalnego.

T a l k $Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}$ jest uwodnionym krzemianem magnezu. Tworzy bezbarwne lub zielonkawe minerały o pokroju blaszkowym, najczęściej występuje w postaci drobnołużeczkowych agregatów. Twardość wzorcowa 1, łupliwość doskonała jednokierunkowa. Jest minerałem płytkich stref metamorfizmu utworzonym w warunkach intensywnego ciśnienia kierunkowego.

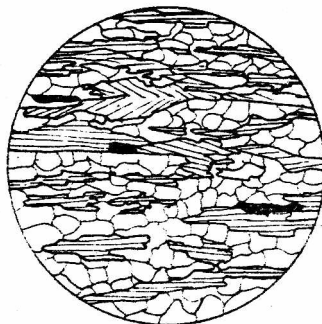
C h l o r y t y $(Mg,Fe,Al)_6(OH)_8(Si,Al)_4O_{10}$ stanowią dużą urozmaiconą grupę minerałów. Są to uwodnione glinokrzemiany magnezu, żelaza i glinu. Tworzą blaszkowate, zielone i ciemnozielone kryształy o doskonałej jednokierunkowej łupliwości i twardości 2-3. Chloryty są charakterystyczne dla skał słabo przeobrażonych. Tworzą się pod wpływem dużych ciśnień kierunkowych.

2.5.2. Struktury i tekstury skał metamorficznych

Wzrost kryształów odbywający się w warunkach metamorficznych nazywamy blastezą, a wtórne kryształy wzrosłe w tych warunkach k r y - s t a l o b l a s t a m i. Ze względu na ich kształt, wyróżniamy następujące struktury:

- g r a n o b l a s t y c z n ą, gdy większość minerałów w skale ma kształty zbliżone do izometrycznych (rys.9b),
- l e p i d o b l a s t y c z n ą, charakterystyczną dla skał, w których najliczniej występują minerały o pokroju blaszkowym (rys.26),
- n e m a t o b l a s t y c z n ą, jest to struktura skał zbudowanych z minerałów pręcikowych i igiełkowych.

Gdy wielkości minerałów są zbliżone, skała metamorficzna ma strukturę h o m e o b l a s t y c z n ą, natomiast skały o zróżnicowanych wielkościowo minerałach - h e t e r o b l a s t y c z n ą.



Rys.26. Łupek łuszczkowy (powiększenie 24x). Sposób ułożenia minerałów blaszkowych nadaje skale budowę kierunkową

Charakterystycznymi teksturami skał metamorficznych są tekstury kierunkowe. Składniki mineralne ułożone są w warstewkach o różnej grubości, prostopadłych do głównych nacisków przeobrażających. W zależności od grubości tych warstewek i ich wtórnych przeobrażeń wyróżniamy tekstury:

- ł u p k o w ą - minerały blaszkowe i słupkowe układają się równoległe, tworząc drobne warstewki o dość regularnym ułożeniu (rys.26). Skały o takim ułożeniu charakteryzują się łatwą podzielnością na drobne płytki,

- g n e j s o w ą, charakteryzującą się obecnością widocznych gołym okiem warstewek zróżnicowanych mineralogicznie. Odmianą tej tekstury jest tekstura o c z k o w a polegająca na istnieniu w skale większych oczek zbudowanych z jednego lub kilku minerałów otoczonych drobnoziarnistym tłem skały. "Oczka" są wyciągnięte w kierunku ogólnego ukierunkowania skały (lineacji).

Skały metamorficzne mogą mieć także tekstury b e z k i e r u n k o w e, powstające w strefach głębokiego metamorfizmu regionalnego lub w warunkach metamorfizmu kontaktowego (rys.9b).

2.5.3. Niektóre, częściej spotykane skały metamorficzne

F y l l i t y powstają ze skał ilastych pod wpływem ciśnienia kierunkowego w płytkich strefach metamorfizmu. Charakteryzują się budową łupkową. W składzie mineralnym przeważa jedwabisto połyskujący sercyt, obecne są także chloryty i kwarc.

Ł u p k i ł y s z c z y k o w e są typowymi skałami o strukturze lepidoblastycznej i teksturze łupkowej. Zbudowane są głównie z kyszczków, chlorytów i kwarcu, w mniejszych ilościach mogą występować skaleni oraz typowe minerały metamorficzne (rys.26).

K w a r c y t y zbudowane są prawie wyłącznie z ziarn kwarcu silnie ze sobą pozazębianych. Mogą zawierać niewielkie domieszki skaleni i minerałów blaszkowych. Sposób ułożenia minerałów jest najczęściej bezładny. Są skałami jasnymi, mogą być szarawe, zielonkawe lub czerwone. Charakteryzują się wybitną zwięzłością i twardością.

G n e j s y są dużą grupą skał metamorficznych o urozmaiconym składzie. Ich podstawowymi składnikami są kwarc i skaleni, którym towarzyszą zazwyczaj kyszczki, a niekiedy amfibole oraz niektóre typowe minerały metamorficzne. W zależności od charakterystycznego składnika nadaje się gnejsom różne nazwy, np. gnejsy muskowitzowe, gnejsy chlorytowe, gnejsy syllimanitowe itp. Struktury gnejsów najczęściej są heteroblastyczne, tekstury płasko-równoległe i kierunkowe. Są skałami szarawymi z widocznymi niekiedy różowymi lub beżowymi blastami skaleni.

A m f i b o l i t y to skały ciemne o strukturze nematoblastycznej i teksturze bezładnej. Zbudowane są przeważnie z amfiboli i skaleni.

M a r m u r y są skałami prawie monomineralnymi. Zbudowane są z widocznych gołym okiem, silnie pozazębianych blastów kalcytu (rys.9b). Sposób ułożenia minerałów jest najczęściej bezładny. Najbardziej poszukiwane są równoziarniste, mlecznobiałe marmury o budowie bezkierunkowej. Natomiast najczęściej spotykane są marmury zabarwione, niekiedy o płasko-równoległej teksturze.

Skały metamorficzne o wyraźnym ukierunkowanym ułożeniu minerałów charakteryzują się zależnością właściwości mechanicznych od kierunku badania. Dotyczy to szczególnie fyllitów, łupków łyszczykowych i niektórych gnejsów. Słabo warstwowane gnejsy, kwarcyty i częściowo amfibolity swymi właściwościami mechanicznymi zbliżone są do skał magmowych. Marmury są skałami łatwo ścieralnymi. W naszym kraju skały metamorficzne ukazują się na powierzchni w Sudetach, na przedpolu sudeckim i w Tatrach.

3. BUDOWLANE ASPEKTY OPISU I BADANIA SKAŁ

Na zakończenie ogólnych rozważań o składzie i budowie skał należałoby przedstawić korelację między nomenklaturą i systematyką skał stosowaną w geologii a nazewnictwem skał używanym w mechanice gruntów oraz w różnych normach budowlanych.

Nazewnictwo, jak też sposoby badania skał, nie są jednolite. Różnią się one w zależności od roli jaką skała ma spełniać w konkretnym przedsięwzięciu. Z punktu widzenia budowlanego skała może pełnić rolę:

- a) podłoża budowlanego,
- b) materiału budowlanego i surowca do produkcji materiałów budowlanych,
- c) zbiornika wód gruntowych (wodonośca).

3.1. Skały jako podłoże budowlane

Wszystkie omówione w p.3 skały należą według podziału normowego (PN-86/B-02480) do rodzimych gruntów budowlanych. Skały zwięzłe, niezależnie od ich genezy, stanowią grupę gruntów rodzimych skalistych, a te dzielone są dalej w zależności od wytrzymałości i stopnia spękania.

Skały okruchowe sypkie określane są w normach budowlanych jako grunty nieskaliste mineralne. W zależności od grubości ziarna dzielone są na grunty kamieniste, grunty gruboziarniste oraz grunty drobnoziarniste. W podziale tym bierze się pod uwagę procentową zawartość poszczególnych frakcji w gruncie, natomiast nie uwzglę-

dnia się składu petrograficznego ani stopnia obtoczenia składników. Wprowadza się natomiast stopień plastyczności jako cechę klasyfikacyjną, dzięki której grunty drobnoziarniste można podzielić na grunty *n i e s p o i s t e* (sympkie) i grunty *s p o i s t e*. Grunty drobnoziarniste *sympkie* to psamity, do których należą: piasek gruby, piasek drobny oraz piasek pylasty. Mogą one mieć różną wilgotność i różne zagęszczenie.

Grunty drobnoziarniste spoiste, to w pojęciu geologicznym aleuryty i pelity z domieszką frakcji piaszczystej. Według norm budowlanych, w zależności od wzajemnych stosunków ilościowych frakcji piaszczystej, pyłkowej i ilowej, wyróżnia się następujące grunty: piasek gliniasty, pył piaszczysty, pył, glinę piaszczystą, glinę, glinę pylastą, glinę piaszczystą zwięzłą, glinę zwięzłą, glinę pylastą zwięzłą, il piaszczysty, il, il pylasty. Po uwzględnieniu plastyczności gruntów spoistych można określić ich dodatkowe cechy, takie jak konsystencja, stan gruntu i stopień plastyczności I_1 [7,8].

Osady z zawartością części organicznych powyżej 2% określane są jako grunty nieskaliste *o r g a n i c z n e*, do których zalicza się grunt próchniczny, namuł i torf.

Jak wynika z przedstawionego przeglądu, ocena skał jako podłoża budowlanego nie jest prosta i zależy od wielu czynników. Najwyżej oceniane są pod tym względem *s k a ł y m a g m o w e*. Parametrami, które obniżają ich wartość jako podłoża są: spękania, szczeliny, stopień zwietrzenia. Badania geologiczno-inżynierskie muszą więc obejmować te cechy.

Bardzo dobrym podłożem budowlanym są *l i t e s k a ł y o k r u c h o w o - i l a s t e*. Należy tu jednak zwrócić uwagę, że w zależności od spoiwa (lepiszcza) właściwości skał ulegają bardzo dużej zmienności. Największą wytrzymałość na obciążenia wykazują skały o spoiwie krzemionkowym, najniższą o spoiwie ilastym. Ponadto skały o teksturach łupkowych (skały aleurytowo-pelitowe) mają różne właściwości w kierunku prostopadłym i równoległym do powierzchni oddzielności. Są to skały podatne na rozwój procesów osuwiskowych.

Dobrym podłożem budowlanym są *s k a ł y c h e m i c z n e* i niektóre organiczne: wapienie, opoki, margle, gezy. Wartość tego podłoża obniżają jednak spękania skał i możliwość rozwoju procesów krasowych. Natomiast takie skały jak kreda jeziorna, gipsy uważane są za podłoża słabonośne [36].

doskonałym podłożem budowlanym są *s k a ł y m e t a m o r f i c z n e*, które w większości charakteryzują się znaczną wytrzymałością na ściskanie i ścisanie. Należy jednak podkreślić, że w skałach metamorficznych wytrzymałość jest ściśle związana z kierunkiem działania

siły względem powierzchni oddzielności i lineacji ^{x)}. Największą wytrzymałość wykazują skały równoległe do powierzchni oddzielności, a najmniejszą prostopadle do powierzchni oddzielności. Zjawisko kierunkowej wytrzymałości jest najbardziej istotne w łupkach łyszczykowych.

W ocenie niektórych skał metamorficznych należy uwzględnić ich podatność na działanie wody. Dotyczy to przede wszystkim marmurów.

W badaniach geologiczno-inżynierskich skał metamorficznych zwraca się szczególną uwagę na rodzaj skały, teksturę, szczelinowatość, orientację przestrzenną powierzchni oddzielności (foliacji), orientację szczelin, stopień zwietrzenia oraz podatność na działanie wody.

Najczęściej jednak podłożem budowlanym są skały okruchowe sypkie (luźne) i skały ilaste. Cechy wytrzymałościowe tych skał, są czasami tak niskie, że niemożliwe jest bezpośrednie posadowienie na nich obiektów budowlanych.

Generalnie wytrzymałość skał okruchowych zależy od:

- składu mineralnego, w tym od procentowej zawartości minerałów ilastych,
- składu granulometrycznego, w tym od procentowej zawartości cząstek o średnicy mniejszej od 0,002 mm,
- stopnia zagęszczenia (dla gruntów sypkich),
- zawodnienia,
- stopnia plastyczności (dla gruntów spoistych).

Wymienione parametry są tak ważne, że stanowią podstawę geotechnicznego podziału skał okruchowych i jednocześnie kryterium oceny jakości podłoża budowlanego.

Spośród skał mineralnych rodzimych, najwięcej kłopotu sprawiają skały spoiste z dużą zawartością minerałów ilastych (iły, gliny oraz lessy). Minerale ilaste zmieniają bowiem swoje własności fizykomechaniczne w zależności od stopnia zawilgocenia. Grunty zawierające minerale ilaste mogą w wodzie pęcznić i rozmaćkać, a wilgotne stają się nieprzepuszczalne albo słabo przepuszczalne dla wody.

W tabeli 1 przedstawiono przykładowo, jak zmieniają się własności ilów w zależności od zawartej w nich wody [21].

Badaniem skał z punktu widzenia oceny i wykorzystania ich jako podłoża budowlanego zajmuje się gruntoznawstwo i mechanika gruntów.

^{x)} Lineacja - ułożenie w określonym kierunku dłuższych osi kryształów lub osi drobnych fałdów.

T a b e l a 1

Zależność właściwości iłów od typu zawartej w nich wody
(wg Grabowskiej-Olszewskiej, 1977)

Typy wody w iłach		Charakterystyczne wilgotności iłów określające granice ich stanu	Charakterystyczne własności iłów	
woda związana	Silnie związana	Woda naroży i krawędzi siatki krystalicznej i "bliskiej" hydratacji wymiennej	Wysoka wytrzymałość	
		Woda płaszczyzn podstawowych minerałów ilastych	Wytrzymałość obniża się	
	Słabo związana	Wtórnie zorientowana woda poliwarstw	$1/10$ maksymalnej higroskopijności Maksymalna higroskopijność (W_{hmax}) Maksymalna molekularna wodochłonność (W_{mmw}) wilgotność granicy plastyczn. (W_p)	Wytrzymałość w dalszym ciągu obniża się Przy wystarczająco wysokich ciśnieniach (ponad 50 kg/cm ²) pojawia się lepkość osiągnięta maksimum przy W_{mmw}
		Woda osmotyczna	Wilgotność granicy płynności (W_L)	Wytrzymałość mała. Razem z lepkością pojawia się plastyczność. Ił zachowuje się jak ciało plast.
Woda związana oraz woda wolna			Wytrzymałości praktycznie brak. Ił zachowuje się jak ciało płynne	

3.2. Skały jako materiał budowlany i surowiec do produkcji materiałów budowlanych

W budownictwie skały odgrywają również dużą rolę jako materiał budowlany i surowiec do produkcji materiałów budowlanych.

Skały magmowe są stosowane jako materiał konstrukcyjny (mosty, wiadukty, fundamenty, mury oporowe, nawierzchnie drogowe, obiekty hydrotechniczne, itp.), jako materiał dekoracyjny (płyty okładzinowe, posadz-

ki, parapety, itp.) lub - zmielone - jako kruszywo do betonów. Każde zastosowanie wymaga specjalnych badań skał. Przeważnie bada się wytrzymałość skał magmowych na:

- ściskanie,
- ścinanie,
- ścieranie,
- rozrywanie.

Orientacyjny zakres wytrzymałości niektórych skał magmowych w porównaniu z innymi skałami, przedstawiono w tab. 2 i tab. 3.

T a b e l a 2
Wytrzymałość na ściskanie, zginanie i rozciąganie
(wg W.D.Lomtadze, 1970) [41]

Skały	Wytrzymałość kg/cm^2 [MN/m^2]		
	Ścinanie	Zginanie	Rozciąganie
granit	600-800 (60-80)	100-240 (10-24)	40-55 (4-5,5)
sjenit	-	40-200 (4-20)	35-50 (3,5-5)
gabro	-	180-260 (18-26)	50-60 (5-6)
diabał	650-2300 (65-230)	-	50 (5)
kwarcyt	400-1600 (40-160)	130-220 (13-22)	40-65 (4-6,5)
gnejs	400-1600 (40-160)	60-120 (6-12)	40-50 (4-5)
marmur	180-1300 (18-130)	50-200 (5-20)	50 (5)
wapień	100-1300 (10-130)	50-200 (5-20)	50 (5)
piaskowiec	200-750 (20-75)	15-215 (1,5-21,5)	20-60 (2-6)

T a b e l a 3
Wytrzymałość na ściskanie i ścieranie (wg W.D.Lomtadze, 1970
i J.Kotowskiego, 1972) [27,41]

Skały	R_c MN/m^2	Ścieralność	
		Na tarczy Böhme cm	W bębnie Devala %
1	2	3	4
<u>Magmowe</u>			
granit	100-230	0,20-0,41	-
gabro	100-300	0,12-0,31	-
andezyt	30-150	0,14-0,30	2,05-2,60
bazalt	80-400	0,09-0,31	2,4-7,5

o.d. tab.3

1	2	3	4
<u>Metamorficzne</u>			
marmur	60-140	0,45-0,64	2,8-5,2
granitognejs	60-80	0,23	4,0
gnejs	80-220	0,32	3,9
łupek krystaliczny	20-160	0,21-0,60	2,2-8,6
<u>Osadowe</u>			
dolomit	75-120	0,36-0,52	3,8-4,7
wapień	7-200	0,40-6,40	4,0-6,4
margiel	0,5-10	-	-
zlepieniec	60-74	0,69	15,2
piaskowiec	1,5-180	0,28-0,65	3,8-25,6
mułowiec (aleurolit)	8-80	-	-
iłowiec (argilit)	0,5-50	-	-
żł	0,5-3	-	-

Niezależnie od badań wytrzymałościowych prowadzi się również badania:

- intensywności spękań i ich orientacji przestrzennej,
- składu mineralnego,
- stopnia zwiętrzenia itp.

Skały osadowe mają bardzo różne zastosowanie, uzależnione przede wszystkim od stopnia zwięzłości.

S k a ł y z w i ę z k e (lite) mają podobne zastosowanie jak skały magmowe, z tym że odporność skał osadowych jest zdecydowanie mniejsza i przez to zakres ich wykorzystania jest też mniejszy.

Niektóre skały osadowe, poza tym że same mogą służyć jako materiał budowlany, są wykorzystywane jako surowiec do produkcji innych, sztucznie wytwarzanych materiałów. Na przykład wapień jest podstawowym surowcem do produkcji wapienia oraz cementu. Do produkcji cementu wykorzystywany jest też margiel.

S k a ł y o k r u c h o w e s y p k i e (luźne) są podstawowym składnikiem stosowanym do produkcji betonów zapraw budowlanych. Stosowane do tych celów noszą technologiczną nazwę kruszyw.

Technologia produkcji betonów narzuca pewne wymagania, które muszą być spełnione, aby dane kruszywo mogło być zastosowane do żądanej klasy

betonu. Z geologicznych parametrów jakości kruszywa najważniejszymi są:

1. Zawartość ziarn wydłużonych i płaskich.
2. Zawartość ziarn słabych i zwietrzałych.
3. Skład granulometryczny.
4. Skład petrograficzny.

Zawartość ziarn wydłużonych i płaskich jako parametr należy do zespołu cech strukturalnych skał, które decydują m.in. o wykształceniu składników mineralnych. Za ziarna wydłużone uważa się ziarna o długości trzykrotnie większej od szerokości, a za płaskie - ziarna, których szerokość jest co najmniej trzy razy większa od grubości. Nadmierna ilość ziarn płaskich i wydłużonych nie jest pożądana ani w kruszywie do betonów, gdyż zmniejsza jego wytrzymałość, ani do nawierzchni kolejowej, ze względu na zmniejszoną wytrzymałość tych ziarn [35].

Zawartość ziarn słabych i zwietrzałych. Ziarna słabe i zwietrzałe obecne w kruszywie w ilości powyżej 15% zmniejszają jego wytrzymałość. Omawiany parametr pozostaje w ścisłym związku z rodzajem okruchów mineralnych w sensie petrograficznym, z ilością minerałów o małej twardości, z ilością minerałów wykazujących dobrą żużliwość oraz minerałów mało odpornych chemicznie. Odpowiednie normy przewidują sposób badania zawartości słabych i zwietrzałych ziarn.

T a b e l a 4

Przykład oceny żwiru
(wg A.Cieślińskiego, 1970r.)

C e c h y	Rodzaj żwiru							
	"B" (PN-59/B-06712)				"D" (BN-65/6774-1)			
	Klasy							
	110	170	250	300	400	I	II	III
	Dopuszczalne ilości w % w stosunku do ciężaru suchego kruszywa							
Pyły mineralne poniżej 0,05 mm wydzielone metodą płukania	3	3	3	2	1,5	1,5	3	5
Ziarna wydłużone i płaskie	40	30	20	15	10	15	30	40
Ziarna słabe i zwietrzałe	15	10	7	5	3	7	10	15
"B" - żwir do betonu, "D" - żwir do nawierzchni drogowych.								

W zależności od cech technicznych, żwir do betonu (B) dzieli się na klasy: 110, 170, 250, 300, 400. Liczby te oznaczają, że żwir określonej klasy może być stosowany do betonów tych samych marek [14].

Skład granulometryczny

Skład granulometryczny, to jak wiadomo cecha strukturalna skał okruchowych (gruntów). Ma on istotne znaczenie przy wykorzystaniu kruszyw. W produkcji betonów na przykład, ziarna mniejsze niż 2 mm decydują o urabialności masy betonowej, a większe niż 2 mm o szczelności kruszywa i betonu. Zawartość ziarn powyżej 40 mm (nadziarno) jest również niekiedy szkodliwa.

Przy badaniu składu granulometrycznego szczególną uwagę zwraca się na zawartość frakcji poniżej 0,05 mm. W przypadku występowania nadmiernej ilości pyłów, gliny lub iłu, oblepiających większe ziarna, kruszywo musi być płukane.

Skład petrograficzny

Określenie składu petrograficznego ma szczególne znaczenie, gdyż wskazuje na możliwość użycia kruszywa w różnych dziedzinach budownictwa. Tam, gdzie wymagany jest materiał odporny na ściskanie, ścieranie, wysoką lub niską temperaturę, należy stosować kruszywa, w których przeważa kwarc lub okruchy skał magmowych, takich jak granity, dioryty, bazalty.

Skały sypkie, jako materiał budowlany, stosuje się przede wszystkim do budowy:

- gródz ziemnych,
- wałów przeciwpowodziowych,
- nasypów i nawierzchni drogowych,
- filtrów i obaypek filtracyjnych, itp.

3.3. Skały jako zbiornik wód gruntowych

Wszystkie typy skał w określonych warunkach mogą przepuszczać i gromadzić w sobie pewną ilość wody zdolnej do grawitacyjnego przemieszczania się. Ten rodzaj wody nazywany jest ogólnie wodą wolną, a skały które taką wodę potrafią gromadzić - skałami wodonośnymi lub zbiornikami wód gruntowych, rzadziej wodonoścem.

O możliwości gromadzenia się wody w skale (w gruncie) decyduje:

- a) porowatość skały,
- b) spękania (ich objętość, drożność, orientacja przestrzenna),
- c) położenie skały wodonośnej względem skał niewodonośnych.

Do najpospolitszych skał wodonośnych należą skały okruchowe sypkie, takie jak piaski i żwiry. Mniejszą rolę odgrywają piaskowce zlepione

o częściowym tylko wypełnieniu porów przez spoiwo, jeszcze mniejsza-skały magmowe (tylko skały spękane). Praktycznie nieprzepuszczalne dla wody są ropy i gliny,

Czynniki decydujące o charakterze i sposobie występowania wód gruntowych nazywamy **w a r u n k a m i h y d r o g e o l o g i c z n y m i**. Przy dokonywaniu oceny warunków hydrogeologicznych jakiegoś terenu należy uwzględnić:

- obecność lub nieobecność wód gruntowych,
- głębokość występowania i charakter zwierciadła wód gruntowych (zwierciadło napięte - woda jest pod ciśnieniem, zwierciadło swobodne - woda nie jest pod ciśnieniem),
- kierunek i prędkość ruchu wód gruntowych,
- zasoby,
- mineralizację, itp.

Warunki hydrogeologiczne muszą być uwzględniane dla obszaru lokalizacji przedsięwzięcia budowlanego zarówno na etapie projektowania, jak i realizacji. Informacje z tego zakresu są niezbędne przy określaniu możliwości:

- zaopatrzenia przyszłych obiektów w wodę przemysłową i pitną,
- zaopatrzenia budowy w wodę,
- przewidywania współpracy obiektów budowlanych z podłożem,
- wykonania odwodnienia lub nawodnienia terenu,
- zabezpieczenia podziemnych części konstrukcji przed agresywną działalnością wód,
- zabezpieczenie budowli przed zalewaniem ich podziemnych części, itp.

4. POJĘCIE CZASU W GEOLOGII INŻYNIERSKIEJ

Czas jest pojęciem abstrakcyjnym i jego istotę rozważa się zwykle w sferze dociekań filozoficznych. Pojęcie czasu bywa różnie rozumiane i definiowane, a definicje te są zdeterminowane światopoglądem lub stanem wiedzy fizycznej i z tej choćby racji nie są to definicje obiektywne i jednoznaczne. Czas nie ma substancjonalnego charakteru i jest tylko pewnym bytem logicznym, bądź matematycznym takiego rodzaju, jak ciąg liczbowy.

Zgodnie z dzisiejszymi poglądami czas zawdzięcza całe swoje znaczenie zdarzeniom i nie jest niczym więcej, jak tylko zespołem wzajemnych relacji rozmaitych wydarzeń fizycznych. W geologii czas traktowany bywa jako:

- a) wykładnik historii zjawisk i procesów geologicznych, tzn. jako miara geochronologii,

b) czynnik warunkujący określone skutki działania zasadniczych przyczyn rozwoju procesów geologicznych (procesy górotwórcze, wietrze-
nia, diagenesa, kształtowanie się właściwości skał, itp.)

Rola czasu jako wykładnika historii zjawisk i procesów jest oczy-
wista i w zasadzie nie budzi zastrzeżeń. Mówi się więc tutaj o czasie
trwania procesów geologicznych, o czasie jaki minął od zakończenia pro-
cesów mających miejsce w przeszłości, o czasie jako wieku skał lub
o czasie jako ogólnym kryterium porównywania tego "co starsze a co mło-
dsze" bez podawania dat. Natomiast rola czasu jako czynnika, który i-
dzie w parze z innymi bezpośrednimi czynnikami przyczynowymi jest jesz-
cze mało zbadana, a dociekania na ten temat ciągle trwają [17].

W datowaniu geologicznym stosowane są dwa sposoby określania czasu:

- a) bezwzględny,
- b) względny.

Bezwzględne określenie czasu polega na przypisaniu każdej chwili
konkretnej liczby rzeczywistej w ten sposób, że każdemu zjawisku, któ-
re nastąpiło wcześniej odpowiada większa liczba. Mianem tej liczby są
lata, a w geologii zwykle są to tysiące i miliony lat.

Względne określenie czasu polega na podawaniu kolejności chrono-
logicznej zjawisk bez uwzględnienia dat w latach. Mówi się tylko o tym,
które zjawiska lub skały są starsze względem innych.

4.1. Wiek bezwzględny

Wiekem bezwzględnym nazywamy zamknięty okres przypisany konkret-
nym zjawiskom lub procesom geologicznym, mierzony miarą lat. Wiek bez-
względny nazywany jest inaczej **w i e k i e m a b s o l u t n y m**
i rozpatrywany jest w ramach **d a t o w a n i a b e z w z g l ę d n e -**
g o.

Obecnie do określania wieku bezwzględnego służą dwie metody. Pier-
wsza opiera się na określaniu czasu narastania niektórych typów osadów,
druga na danych dotyczących czasu połowicznego rozpadu pierwiastków pro-
mieniotwórczych.

Badanie cyklicznego narastania osadów

Oznaczanie wieku na podstawie czasu narastania niektórych typów
osadów może odbywać się w różny sposób. Zwykle jest to mierzenie szyb-
kości, dziś jeszcze zachodzącego procesu osadzania i obliczanie czasu
gromadzenia się osadu na podstawie jego grubości, przy założeniu, że
proces ten zachodził w dawniejszych czasach z tą samą szybkością. W ten
sposób jeden z twórców geologii alpejskiej, Albert Heim, stwierdził na
podstawie grubości osadów mułu Jeziora Czterech Kantonów, że od osta-

tniego słodowacenia upłynęło tam 16000 lat.

Georg Wagner obliczył czas potrzebny do utworzenia się warstw wapienia muszlowego w Niemczech. Wapienie te powstały z nagromadzenia skorup małży, których jedno pokolenie żyło około pięciu lat, a każde po obumarciu tworzyło warstwę o grubości pół milimetra. Tak więc na centymetr osadu trzeba 20 pokoleń czyli 100 lat. Tym sposobem Wagner obliczył, że wapienie muszlowe tworzyły się w ciągu 6 milionów lat.

Szwedzki badacz, Gerard de Geer, jako pierwszy doszedł do wniosku, że idealnym kalendarzem mogą być ilły warstwowe (węługowe). Jego metoda polega na liczeniu sezonowo osadzających się warstewek. Warstewki cieńsze, ciemniejsze, o drobniejszym ziarnie odpowiadają zimie. Warstewki jaśniejsze i grubsze - to odpowiednik lata. Metoda ta ma zastosowanie do niewielkich obszarów i bada się nią czas trwania sedymentacji nie przekraczający dziesiątków tysięcy lat.

Kalendarz ilów warwowych daje jednak coś więcej niż same tylko liczby lat dla stosunkowo krótkotrwałych wydarzeń. Podobnie jak skóje drzew, mówi wiele o klimacie. Na jego podstawie można też sądzić o zasięgu i szybkości ruchu lodolodu [11,19,46].

Wiek bezwzględny

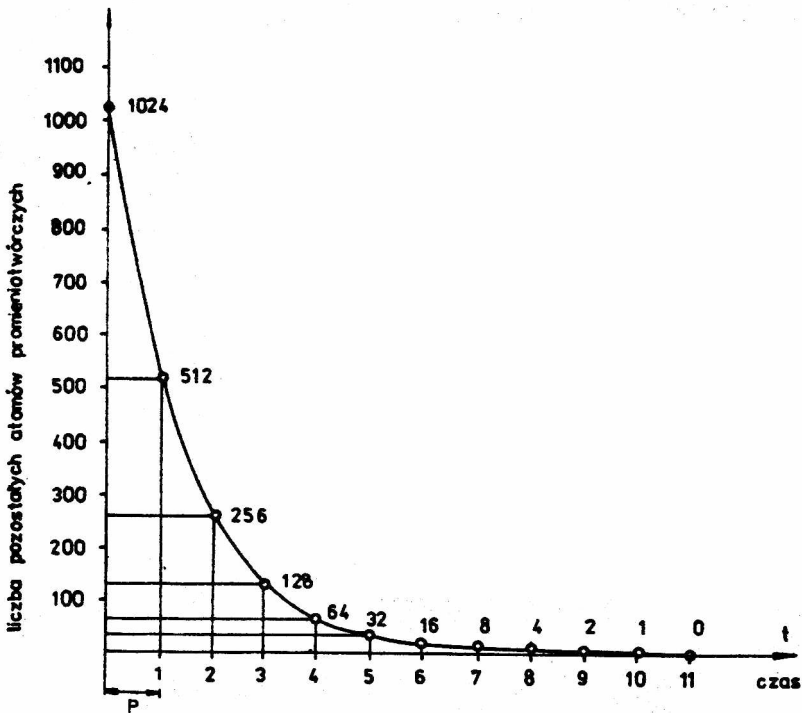
W tej metodzie, a w zasadzie w zespole metod, wykorzystano zjawisko rozpadu pierwiastków promieniotwórczych i przechodzenia ich w inne pierwiastki. Znając kolejność zachodzących przemian (pierwiastki-ogniwa pośrednie) oraz czas połowicznego rozpadu pierwiastka macierzystego, można obliczyć czas trwania procesu.

Jeżeli, na przykład, potrafilibyśmy przygotować próbkę ciała promieniotwórczego, zawierającą 1024 atomy, to po upływie jednego okresu półrozpadu stwierdzilibyśmy, że zostało ich tylko 512, a po drugim okresie 256, itd. Po upływie 11 okresów nasz pierwiastek przemieniłby się bez reszty w inny (rys.27).

Okresy półrozpadu dla różnych pierwiastków są rozmaite. Dla radu wynosi on 1620 lat. Dla jednego z izotopów toru okres półtrwania wynosi 13,9 miliardów lat, a dla izotopu aktynu, aktynu B - 0,002 sekundy [49].

Przy określaniu wielu starszych skał wykorzystuje się obecnie cztery procesy rozpadowe, które przedstawiono w tab.5. Uszeregowano je w kolejności wzrastania liczby atomowej pierwiastka macierzystego. Są to: metoda potasowo-argonowa, metoda rubidowo-strontowa oraz metody torowo-ołowiowe i uranowo-ołowiowe [46]. Metody te umożliwiają ustalenie daty powstania danej skały magmowej lub minerału. Należy to rozumieć tak, że wiekiem skały magmowej lub minerału nazywamy czas jaki upłynął od krystalizacji z magmy bądź z roztworów. Podczas tego procesu pier-

włastki promieniotwórcze wchodzą w skład skały bądź minerału i odtąd produkty ich rozpadu zostają uwięzione i przechowywane wewnątrz skał.



Rys.27. Schemat połowicznego rozpadu pierwiastka promieniotwórczego (wg S.Wernera, 1976). P - okres połowicznego rozpadu (okres półrozpadu)

Do badania wieku bezwzględnego utworów najmłodszych zastosowano promieniotwórczy izotop węgla C^{14} , którego okres połowicznego rozpadu wynosi około 5568 lat. Węgiel C^{14} (radiowęgiel) razem z węglem niepromieniotwórczym wchodzi w reakcję z tlenem i powstaje dwutlenek węgla CO_2 , który w procesie fotosyntezy przedostaje się do roślin. Substancja roślin zawiera więc węgiel łącznie ze śladową ilością izotopu radioaktywnego. Zbadano, że w każdym gramie węgla żywej rośliny w ciągu każdej minuty ulega rozpadowi 15 atomów radiowęglu. Po obumarciu rośliny rozpad promieniotwórczy trwa jednak nadal. Po upływie 5568 lat, w ciągu minuty w każdym gramie węgla ulegnie rozpadowi $15/2$ atomów, a po upływie 11 136 lat - $15/4$ atomów. Jeżeli więc rozporządzamy dostatecznie czużymi licznikami i odpowiednią aparaturą, to możemy określić ile lat upłynęło od obumarcia rośliny, której szczątki znaleziono w skale [11].

T a b e l a 5

Procesy rozpadowe naturalnych pierwiastków promieniotwórczych używanych w datowaniu bezwzględym (wg M.G. Ruttana, 1966 r.)

Pierwiastek macierzysty	Proces rozpadowy	Okres półtrwania	Trwały izotop końcowy
$^{40}_{19}\text{K}$ potas	wychwył elektronów	$12,4 \times 10^9$ lat	$^{40}_{19}\text{A}$ argon
$^{87}_{37}\text{Rb}$ rubid	wysyłanie	50×10^9 lat	$^{87}_{37}\text{Sr}$ stront
$^{232}_{92}\text{Th}$ tor	Liczne procesy pośrednie	$13,9 \times 10^9$ lat	$^{208}_{82}\text{Pb}$ ołów
$^{235}_{92}\text{U}$ uran		$0,7 \times 10^9$ lat	$^{207}_{82}\text{Pb}$ ołów
$^{238}_{92}\text{U}$ uran		$4,5 \times 10^9$ lat	$^{206}_{82}\text{Pb}$ ołów

$^{40}_{19}\text{K}$ oznacza: 40 - ciężar atomowy, K - symbol pierwiastka, 19 - liczba atomowa

4.2. Wiek względny

Oznaczanie wieku względnego dotyczy przede wszystkim skał osadowych i opiera się na dwóch zasadach: zasadzie następstwa warstw (superpozycji) i zasadzie ewolucji świata organicznego.

Zasada następstwa warstw (superpozycji) głosi, że w każdym zespole skał osadowych warstwy młodsze odkładały się kolejno na starszych. W wyniku wtórnych deformacji, kolejność ta czasami może być odwrócona. Są jednak sposoby pozwalające określić, czy zaleganie warstw jest normalne, czy odwrócone.

Ewolucja świata organicznego. Skały osadowe mogą zawierać równoległe z sedimentacją szczątki fauny i flory. Są to skamieniałości. W historii świata organicznego zdarzały się rodzaje i gatunki, które w pewnym okresie czasu rozwinęły się nagle i wyjątkowo bujnie, opanowały szerokie obszary powierzchni ziemi, a następnie w krótkim czasie zanikły. Szczątki tych organizmów zachowane w skałach

są nazywane skałmieniałościami przewodnimi. Skałmieniałości te najlepiej nadają się do ustalania wieku względnego osadów i do korelacji warstw występujących w oddzielnych, nawet znacznie oddalonych od siebie odsłonięciach.

Na podstawie ewolucji świata organicznego wydzielono jednostki czasowe dziejów Ziemi. Nadrzędne jednostki czasowe nazwano erami^{**}. Granice między erami wyznaczone są największymi zmianami w rozwoju świata organicznego. Ery podzielone są na mniejsze jednostki - okresy, te z kolei dzieli się na piętra i poziomy. Odpowiednikami okresów w postaci skał są systemy. Jednostki przedstawia się w tabeli stratygraficznej, skonstruowanej w ten sposób, że najstarsze jednostki czasowe umieszcza się na dole, a najmłodsze na górze tabeli. Jest to kolejność w jakiej osadzają się warstwy.

Uproszczoną chronologię dziejów Ziemi z wydzieleniem er i okresów wraz z podaniem wieku bezwzględnego przedstawia tabela 6.

T a b e l a 6

Ogólny schemat chronologii wg [32]

ERA grupa	OKRES -system	EPOKA -oddział	Czas trwania	Wiek granic
Kenozo- iczna 67 (63)	Czwartorzęd ok. 1 mln	Holocen Plejstocen	ok. 10000 lat 0,6 do 1,5 mln	0,6-1,5 mln ^{***}
	Trzeciorzęd 66 (62)	Pliocen Miocen Oligocen Eocen Paleocen	11 (12) 14 (12) 11 (11) 23 (22) 7 (5)	
Mezozo- iczna 173 (167)	Kreda Jura Trias		70 (72) 58 (46) 45 (49)	67 (63) 240 (230)
Paleozo- iczna 330 (370)	Perm Karbon Dewon Sylur Ordowik Kambr		45 (50) 55-75 (65) 50-70 (60) 30 (20) 60 (85) 70 (90)	570 (600)
Era proterozoiczna - około 2000 (1300)				2600 (1900)
Era archaiczna 3000				

Wiek bezwzględny według Komisji AN ZSRR (1964). W nawiasach - według Amerykanina J.L. Kulpa (1961). Wiek podany w milionach lat, z wyjątkiem czwartorzędu.

* Erze, jako jednostce czasu, odpowiadają powstałe wtedy skały, którym nadano nazwę g r u p a.

** Granica trzeciorzęd-czwartorzęd jest rozmaicie stawiana przez uczonych. Najczęściej przyjmuje się ją na około 1-1,5 mln lat.

4.3. Praktyczne znaczenie czasu

W budowlanej praktyce inżynierskiej w Polsce mamy do czynienia przeważnie z utworami najmłodszych okresów geologicznych. Wykazują one bardzo duże zróżnicowanie facjalne[■], w związku z czym charakterystyka tych skał wymaga stosunkowo szerokiego opisu. Czasami, jeśli nie jest konieczny szczegółowy opis, a wystarczy wyobrażenie o rodzaju skał, można użyć pojęć stratygraficznych, z którymi kojarzy się określony zespół skał i warunków ich powstania, np. węgiel brunatny i towarzyszące mu ropy i piaski miocenne nazywane są mioceniem.

Ogólną charakterystykę osadów kenozoicznych z uwzględnieniem systematyki wiekowej i genezy przedstawia tabela 7.

W przypadku wystąpienia gruntów jednej genezy i litologii, lecz należących do różnych okresów glacialnych, cykli sedymentacyjnych lub facji, należy symbole uzupełnić wskaźnikami 1, 2, 3, itd., zaczynając od gruntów najstarszych, np. Q_p^2 gdzie: Q oznacza czwartorzęd, p - plejstocen, 2 - zlodowacenie drugie (południowopolskie czyli krakowskie).

W symbolu Q_p^{2-3} , 2-3 oznacza interglacjał między 2 i 3 zlodowaceniem (I-II), nazywamy interglacjałem mazowieckim. W przypadku występowania utworów przedtrzęsiorzędowych zaleca się stosowanie nazw i symboli zgodnie z oznaczeniami na mapach geologicznych w skali 1:25000 lub 1:50000 [26, 44].

Wiek skał i wiek procesów geologicznych z inżynierskiego punktu widzenia ma niejednokrotnie istotne znaczenie, mimo że tych informacji nie daje się w pełni wykorzystać do bezpośrednich obliczeń. Na ich podstawie można jednak przypuszczać jakie jest wykształcenie skał, jaki jest sposób ich zalegania lub jakie są ich ogólne właściwości fizykomechaniczne. Duże znaczenie pod tym względem ma np. dokładniejsze określenie wieku czwartorzędowych skał osadowych (gruntów). Jest bowiem regułą, że im skała osadowa jest młodsza, tym jest mniej skonsolidowana i ma mniejszą wytrzymałość od identycznie wykształconych skał starszych. Skały młodsze są najmniej skonsolidowane, ponieważ nie były obciążone ani skałami od nich młodszymi, ani ciężarem lodolodu. Określenie wieku skał może mieć zatem istotne znaczenie dla prognozowania osiadań lub innych procesów związanych z działalnością inżynierską.

■ Facja skał osadowych - zespół cech litologicznych i paleontologicznych charakteryzujący skały powstałe w tym samym czasie, lecz w różnych warunkach środowiska. Wyróżnia się trzy główne facje skał osadowych: morską (np. litoralna, abisalna), kontynentalną (np. pustyniowa, rzeczna, wodnolodowcowa), środowisk przejściowych (np. lagunowa, estuarfowa).

Podział gruntów według uogólnionych kryteriów geologicznych
(na podstawie R. Racinowskiego, 1976)

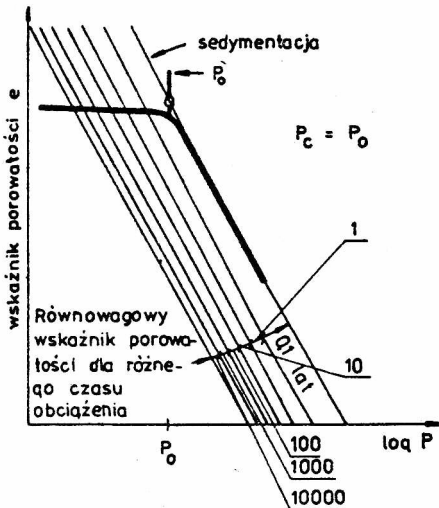
Okres-system	Epoka-oddział	Geneza i litologia	Uzupełniająca charakterystyka geologiczna	Rejonizacja
1	2	3	4	5
Czwartorzęd Q	Holocen Qh	Osady rzeczne, zastoi- kowe i jeziorne, deluwia, wietrzliny stokowe, wydmy	Wypełniają współczesne do- liny i zagłębienia oraz zbocza. Duża zmienność i nieregularne ułożenie.	Cały obszar kra- ju.
	Plejstocen Qp	Gliny zwałowe - Qpg. Zwały gwałowiskowe-Qpz.	Osady trzech zlodowaceń. Osady starszych zlodowa- ceń 1 i 2 są silnie skonsolidowane i często zafałdowane glacitektoni- cznie. W strefach moren ozożowych nieregularne ułożenie.	Osady zlodowace- nia 1 pokrywają cały kraj do brzegu karpac- kiego. Osady zlo- dowacenia 2 po- krywają obszar północny i środ- kowy. Osady zlo- dowacenia 3 po- krywają obszar północny.
		Rzeczno-lodowcowe pias- ki, pospółki i otoczaki Qpf.		
		Zastoiiskowe łą warwowe gliny, pyły, piaski py- laste i piaski oraz gy- tie i torfy - Qpl		
Eoliczne lessy różnych facji - Qpe	Pokrywy stokowe i tera- sowe o różnych miąż- szościach.	Wyżyna Lubelska, Góry Świętokrzs- kie, Pogórze Karpackie, Sudety.		

1	2	3	4	5
Trzecio- rzęd Tr	Pliocen P1	Utwory osadowe: iły, gliny, pyły, piaski	Duża zmienność i zafałdowania glacitektoniczne	Niż Polski, Przedgórze Sudeckie i Karpackie, Wyżyna Śląska
	Miocen M	Utwory osadowe: iły, gliny, pyły, piaski, węgle brunatne - M1		
		Skały lite: wapienie, margle, gipsy - Mm	Utwory szczelinowate, warstwy nachylone. Procesy krasowe w wapieniach i gipsach.	Rostocze, Przedgórze Karpackie, Obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
		Oligocen O1	Utwory osadowe: iły (septariowe i toruńskie), piaski	Utwory silnie skonsolidowane i zaburzone glacitektonicznie
	Eocen-E Paleocen-P	Skały lite: łupki, iłokupki, piaskowce, zlepieńce, wapienie	Osady typu fliszowego, spękane, zafałdowane z uskokami i nasunięciami	Karpaty. Często gruba pokrywa wie-trzelinowa.

W klasyfikacji niektórych gruntów rodzimych mineralnych uwzględniony już bywa wiek i tzw. historia skał [13, 31, 43], Między innymi na tej podstawie dokonano podziału glin i iłów, wyróżniając gliny i iły:

- a) młode normalnie skonsolidowane,
- b) stare normalnie skonsolidowane,
- c) przekonsolidowane.

Za gliny i iły młode normalnie skonsolidowane uważa się te, które osadziły się współcześnie, uzyskały stan równowagi pod wpływem własnego ciężaru i potem już nie doznały wtórnych znacznych osiadań. Oznacza to, że grunt w stanie nienaruszonym przenosi ciężar nakładu i nie ulega widocznemu osiadaniu, każde natomiast dodatkowe obciążenie wywoła odpowiednio duże osiadanie.



Rys.28. Ścisłość młodych normalnie skonsolidowanych iłów i glin. P - ciśnienie efektywne, P_0 - ciśnienie efektywne panujące obecnie w skale "in situ" (zaczerp. z [13])

osiadań i mogą być sklasyfikowane jako **s t a r e g l i n y i i ł y n o r m a l n i e s k o n s o l i d o w a n e**. Grunty te mają zwiększoną wytrzymałość na ścinanie i jednocześnie zmniejszoną możliwość dalszego osiadania.

Jeśli nienaruszona próbka młodych glin i iłów zostanie zbadana w edometrze^{*)}, to krzywa zmian wskaźnika porowatości "e" na wykresie zagęszczenia będzie mieć charakterystyczny "punkt załamania" odpowiadający efektywnemu ciśnieniu pierwotnemu $P_0^{**})$, tj. takiemu jakiego przenosiła próbka w podłożu w wyniku nacisku gruntu wyżej leżącego.

Krzywa zagęszczenia tego typu gruntu pokazana jest na rys.28. Charakteryzuje się ona nagłym załamaniem, gdy $p > P_0$.

Jeśli gliny i iły znajdują się od czasu ich powstania pod stałym efektywnym ciśnieniem przez okres kilku tysięcy lat, to doznały one znacznych

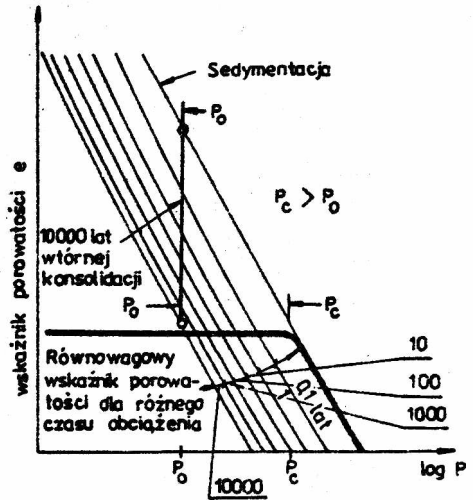
*) Edometr - aparat do badania osiadań i konsolidacji gruntów.

***) Obciążenie zewnętrzne przekazywane na grunt - nazywa się napreżeniem całkowitym (σ). Część tego obciążenia całkowitego przekazywana na szkielet gruntowy, to napreżenie efektywne (σ', p); pozostała część napreżeń całkowitych przekazywana na wodę, to napreżenie porowe ($\Delta\sigma_w, u$).

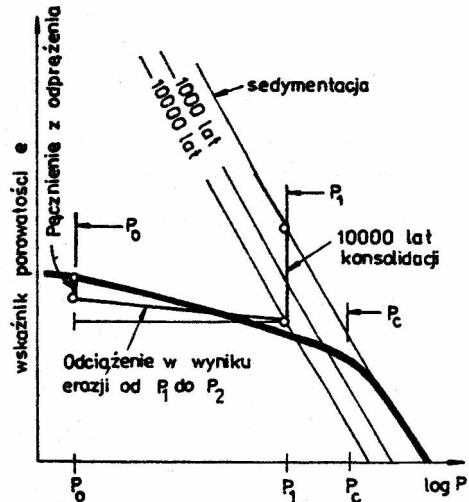
Jeśli nienaruszona próbka "starego", normalnie skonsolidowanego łu lub gliny, tzn. konsolidowana w jednym akcie obciążenia, jest poddana ścisnaniu w edometrze, to wykres zagęszczenia ma kształt krzywej z rys.29 oznaczonej symbolem "stare". Charakterystyczny jest tutaj wzrost ściśliwości, ale dopiero wtedy, gdy efektywne ciśnienie p jest dużo większe niż ciśnienie p_0 , które przenosiła próbka aktualnie w podłożu. Możliwość przenoszenia przez stare gliny i ły ciśnienia efektywnego $p > p_0$ bez wyraźnego wzrostu zmian zagęszczenia jest rezultatem długotrwałej konsolidacji.

W przeszłości na niektóre gliny i ły mogły działać wysokie efektywne ciśnienia, większe niż obecne, w wyniku czego nastąpiła daleko posunięta konsolidacja gruntu. Takie grunty klasyfikowane są jako gliny i ły przekonsolidowane.

Na rysunku 30 pokazano w jaki sposób będą się zachowywały gliny i ły przekonsolidowane po poddaniu ich dodatkowemu obciążeniu. Tego rodzaju grunty były konsolidowane w przeszłości pod efektywnym ciśnieniem przeciążenia p_1 . W wyniku na przykład erozji i usunięcia części nadkładu, efektywne ciśnienie przeciążenia p_1 zostało zredukowane do obecnego ciśnienia efektywnego p_0 . Krzywa zagęszczenia ma charakterystyczne łagodne przegięcie przy ciśnie-



Rys.29. Ściśliwość starych normalnie skonsolidowanych łów i glin (zaczep. z [13])



Rys.30. Ściśliwość łów przekonsolidowanych; ły z przekonsolidacją (zaczep. z [13])

niu efektywnym p , które jest większe niż maksymalne ciśnienie efektywne p_1 panujące w przeszłości (ciśnienie prekonsolidacji). Do tych gruntów można stosować tzw. wskaźnik przekonsolidowania wyrażony stosunkiem $p_1 : p_0$. Biorąc pod uwagę to spostrzeżenie, Polski Komitet Normalizacyjny uznał, że sprawa wieku skał kenozoicznych jest na tyle ważna z inżynierskiego punktu widzenia, iż należy ją uwzględnić w obliczeniach nośności podłoża, wprowadzając odpowiedni współczynnik (PN-81/B-03020) [36]. Niezależnie od tego, wciąż trwają intensywne badania nad możliwością wprowadzenia argumentu czasu do ścisłych obliczeń. Zajmuje się tym **r e o l o g i a g r u n t ó w i s k a ł**. Reologia gruntów i skał jest młodą dyscypliną naukową, która zrodziła się na pograniczu kilku dziedzin wiedzy i nie jest jeszcze ściśle sprecyzowana. Jednak wspólną cechą wszystkich definicji, którymi reologia operuje, jest występowanie w nich czynnika czasu.

W dotychczasowych badaniach reologicznych gruntów i skał zakłada się ogólnie, że:

- skały (grunty) są ośrodkami ciągłymi,
 - przemieszczenia i odkształcenia są jawnymi funkcjami czasu, nawet wówczas gdy obciążenie pozostaje stałe,
 - przemieszczenia są niewielkie i zachodzą w długim okresie czasu.
- Korzystając z tych założeń wyprowadza się wzory analityczne w postaci tzw. reologicznych równań stanu, które mają na celu określenie zachowania się skał (gruntów) w czasie.

5. FORMY PRZESTRZENNEGO ZALEGANIA SKAŁ, TEKTONIKA GEOMETRYCZNA

Każda skała występująca w przyrodzie, tzn. zalegająca "in situ", zajmuje określoną pozycję przestrzenną, związaną z warunkami powstawania danej skały oraz z późniejszymi procesami geodynamicznymi.

Znajomość sposobu zalegania skał w przestrzeni potrzebna jest przy opracowywaniu prognoz współpracy obiektu budowlanego z podłożem, przy wykonywaniu projektów, a także przy prowadzeniu prac ziemnych.

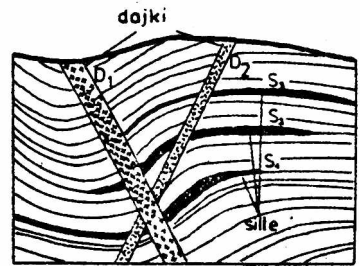
5.1. Niezaburzone formy

5.1.1. Niezaburzone formy zalegania skał magmowych

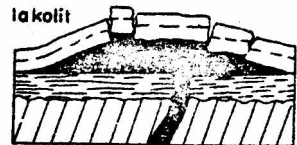
S k a ł y g ł ę b i n o w e czyli plutoniczne zalegają wśród innych skał tworząc tzw. intruzje. W zależności od kształtu intruzji i ich stosunku przestrzennego do skał otaczających, wyróżnia się intruzje zgodne i intruzje niezgodne. I n t r u z j e z g o d n e dopasowują

się powierzchnią zewnętrzną do struktur tektonicznych skał otaczających. Natomiast intruzje niezgodne wdsierają się w skały otaczające niezgodnie, naruszając ich dotychczasowe ułożenie. Najbardziej pospolitymi intruzjami zgodnymi są żyły pokładowe zwane sillami (rys.31). Mają one z reguły zasięg podrzędny w stosunku do mniej pospolitych form zgodnych - lakolitów (rys.32), a zwłaszcza w stosunku do intruzji niezgodnych, w których biorą udział niekiedy nawet olbrzymie masy plutoniczne, rzędu tysięcy kilometrów sześciennych objętości. Do największych i typowych form intruzji niezgodnych zalicza się batolity (rys.33a) i etmolity (rys.33b).

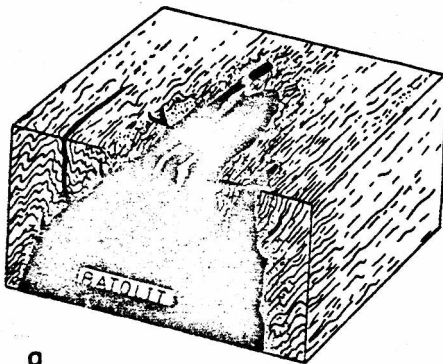
W postaci intruzji niezgodnych występują szeroko rozprzestrzenione masywy granitowe, takie jak: masyw karkonoski, strzelińsko-żulowski i strzegomski. Formy te, pomimo swej nieregularności zewnętrznej, cechują się obecnością w miarę regularnej sieci spękań, dającej oddzielność kostkową skał (rys.34).



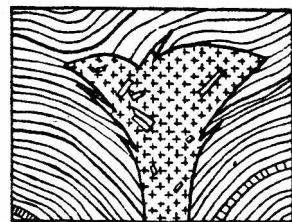
Rys.31. Żyły zgodne (sille) i niezgodne (dajki)



Rys.32. Lakolit

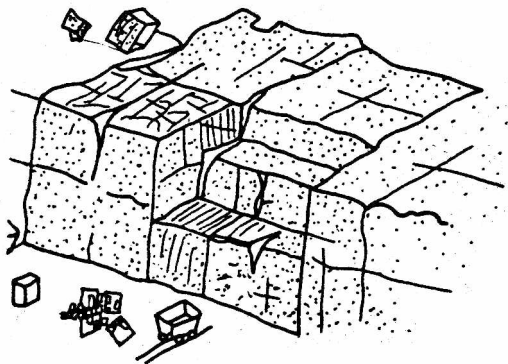


a



b

Rys.33. Intruzje niezgodne: a - batolit, b - etmolit



Rys.34. Schemat sieci spękań w granitach



Rys.35. Oddzielność słupowa skał wylewnych

Skały wylewne czyli wulkaniczne. Magma, wydostająca się na powierzchnię ziemi w postaci lawy, krzepnie tworząc pokrywy, potoki i kopuły. Stopniowe obniżanie temperatury powodowało, że skała zmniejszała swoją objętość i pękała. Powierzchnie spękań ustawiają się najczęściej prostopadle do zewnętrznej powierzchni utworzonej już formy. W ten sposób w skałach wylewnych powstawała tzw. oddzielność słupowa (rys.35). Bywa też tak, że skała nie pęka, ale zachowuje tendencje do pękania i pod wpływem słabych nawet czynników zewnętrznych łatwo ulega regularnym pęknięciom w określonym kierunku. Tę właściwość skał nazywamy c i o s e m.

5.1.2. Niezaburzone formy zalegania skał osadowych

Warunki powstawania skał osadowych są o wiele bardziej zróżnicowane niż skał magmowych. Sposoby zalegania skał osadowych są bardziej różnorodne. Najczęściej skały osadowe występują w postaci **w a r s t w i ł a w i c**. Odnosi się to zwłaszcza do produktów sedimentacji morskiej rozprzestrzenionych na dużych obszarach. **W a r s t w a** jest to forma przestrzennego występowania skał, ograniczona (na obserwowanym obszarze) dwoma równoległymi powierzchniami: stropem (górną) i spągłem (dolną) (rys.36). Między stropem a spągłem można zauważyć sukcesywną zmienność osadu (warstwowanie), wyrażoną np. przez stopniową zmianę wielkości ziaren.

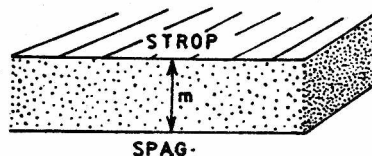
Warstwę, która bardzo wyraźnie odróżnia się od utworów leżących powyżej i poniżej nazywamy **ł a w i c ą**. Nazwę tę stosuje się przeważnie do piasków, piaskowców, zlepieńców, wapieni i dolomitów. Natomiast do margli, ilów i łupków stosuje się pojęcie warstwy.

Skały osadowe starszych okresów geologicznych przeszły złożony proces diagenety (konsolidacja i spójnienie spoiwem) i dziś, jako skały lite, pozostają w nielicznych tylko przypadkach, w pierwotnym poziomym lub prawie poziomym położeniu. Zwykle są one zaburzone tektonicznie i obserwuje się je np. w postaci sfałdowanych warstw i ławic.

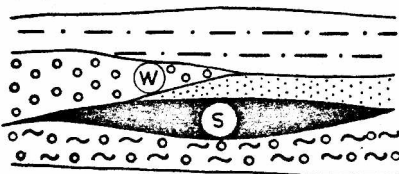
Sedymencja lądowa (rzeczna, eoliczna, lodowcowa, jeziorna) ma niewspółmiernie mniejszy zasięg niż sedymencja morska.

Do najpospolitszych skał sedimentacji lądowej zaliczane są skały okruchowe sypkie i spoiste. Przeważnie występują one pod postacią **s o c z e w** o różnym stosunku długości osi dłuższej do osi krótszej. Ułożenie dłuższych osi soczew najczęściej zbliżone jest do poziomu (rys.37).

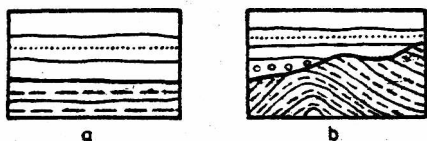
W obrębie soczew z reguły zaznacza się warstwowe ułożenie składników w formie warstwowania. Wyjątek stanowią niektóre utwory sedimentacji lodowcowej, jak np. gliny morenowe, które charakteryzują się dużym zróżnicowaniem petrograficznym i granulometrycznym składników oraz brakiem warstwowania.



Rys.36. Warstwa: m - miąższość



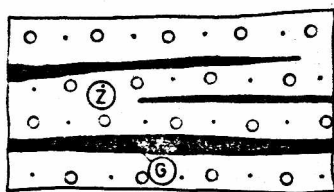
Rys.37. Soczewa - s i wyklinowanie warstwy - W



Rys. 38. Zaleganie skał: a - zgodne,
b - niezgodne

leżących, tzn. są względem nich równoległe (rys. 38a).

Przy zaleganiu niezgodnym powierzchni ławic i warstw nie wykazują zgodności geometrycznej (równoległości) z orientacją przestrzenną analogicznych struktur w skałach podłoża (rys. 38b). Niezgodność zalegania świadczy o przerwie w sedimentacji, w czasie której miała miejsce erozja, a niekiedy i odkształcenie ławic.



Rys. 39. Wkładki lub przewarstwienia. G - glina, Z - żwir

Zdarza się, że w obrębie skał jednego typu występują drobne soczewki i cienkie warstwy innej skały. Te drobne formy nazywa się wkładkami lub przewarstwieniami (rys. 39).
Przy rozpatrywaniu skały pod kątem zastosowań inżynierskich, zwłaszcza pod kątem możliwości posadowienia obiektów budowlanych, powstaje problem: które cechy należy uwzględnić jako najważniejsze i reprezentatywne, a które można pominąć. W geotechnice sprawę tę rozwiązuje się przez wyznaczenie tzw. uogólnionych cech gruntów [8, 36]. Wyznaczanie tych cech polega na statystycznym uśrednieniu wybranych, charakterystycznych parametrów skał. Wyboru parametrów dokonuje się zależnie od rodzaju przedsięwzięcia i potrzeb projektowych.

Na podstawie wyznaczonych cech uogólnionych można wydzielić tzw. warstwy geotechniczne lub pakiety gruntowe. Warstwę geotechniczną cechuje:

- jednolitość klasyfikacyjna gruntu,
- jeden wiek,
- ta sama geneza,
- identyczne wartości średnie wybranych parametrów,
- z góry określone odchylenia standardowe wybranych parametrów.

Często, ze względu na zachowanie stateczności obiektu i bezpieczeństwo pracy obiektu, przyjmowane są dla pakietu najniekorzystniejsze wartości parametrów fizykomechanicznych (z danego zbioru wyników).

Warstwy lub soczewy skał osadowych mogą zalegać na podłożu w sposób zgodny lub niezgodny. Zaleganie zgodne to takie zaleganie, w którym powierzchni warstwowania lub uławicenia (strop, spąg) wykazują zgodność geometryczną z analogicznymi strukturami powierzchniowymi skał niżej

Wiodącymi cechami fizykomechanicznymi, które uwzględnia się przy wydzieleniu pakietów gruntowych są: wilgotność, konsystencja (grunty spójne), wskaźnik różnoziarnistości, zagęszczenie (grunty sypkie), kąt tarcia wewnętrznego, kohezja i inne [7, 18].

W przypadku gdy wartości uogólnionej cechy wyznaczone dla przylegających do siebie warstw (lub ich części) różnią się od siebie w sposób nieznaczny, możliwe jest łączenie warstw (lub ich części) w jeden pakiet, dla którego ustala się wspólną uogólnioną cechę. Przy wyznaczaniu uogólnionych cech gruntów pomocne są Polskie Normy: PN-65/B-04497, PN-81/B-03020 i PN-81/B-04452 [36, 38, 39].

5.2. Zaburzenia tektoniczne

W czasie powstawania skał lub po ich powstaniu mogą pojawić się siły, które powodują zaburzenia w sposobie zalegania skał. Największe zaburzenia wywoływane są przez ruchy górotwórcze. Należą one do tzw. *s i ł e n d o g e n i c z n y c h*, tj. takich, które wyzwalają się we wnętrzu Ziemi. Na mniejszą skalę zaburzenia mogą być związane z *s i ł a m i e g z o g e n i c z n y m i*. Ich działanie obejmuje przypowierzchniową część skorupy ziemskiej. Procesy, które prowadzą do powstawania zaburzeń istniejących już *o r m* geologicznego występowania skał nazywają się *p r o c e s a m i d i a s t r o f i c z n y m i*. Przyczynami i przebiegiem (mechanizmem) oraz skutkami procesów diastroficznych zajmuje się tektonika.

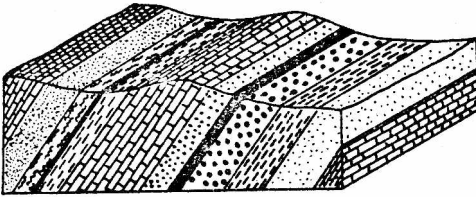
Z fizycznego punktu widzenia procesy diastroficzne polegają na wzajemnych przemianach różnych typów energii, np. energii cieplnej w potencjalną (wzniesienie mas skalnych przez podskorupowe prądy konwekcyjne), potencjalnej w kinetyczną (ześlizg grawitacyjny), kinetycznej w sprężystą (sprężenie płyty skalnej przez przemieszczający się blok skorupy ziemskiej). O ostatecznych skutkach diastrofizmu decydują wywołujące się przy tych przemianach siły, które doprowadzają do odkształceń pierwotnego układu skał. [24].

5.2.1. Deformacje ciągłe^{*}

Deformacją ciągłą nazywamy taki rodzaj odkształceń lub zaburzeń pierwotnej formy występowania skał, przy których zachowana jest jej ciągłość geometryczna. W wyniku deformacji ciągłych powstają monokliny, fałdy, fleksury i niektóre płaszczowiny.

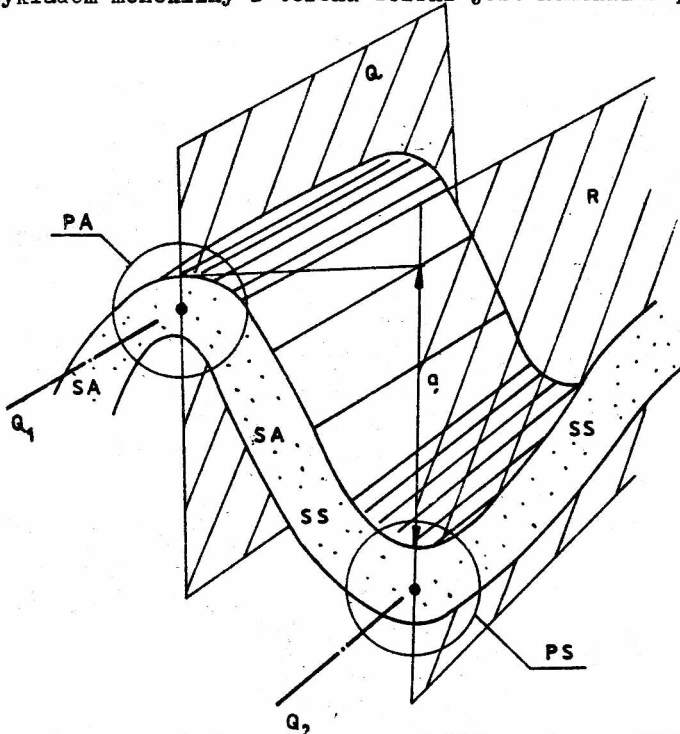
^{*} W potocznym języku geologicznym deformacje ciągłe są utożsamiane z formami, jakie powstają w wyniku tych deformacji. Odnosi się to też do deformacji nieciągłych.

Monoklina (izoklina)



Rys.40. Monoklina

się). Przykładem monokliny z terenu Polski jest monoklina przedsudecka.



Rys.41. Fałd i jego elementy. A - antyklina, S - synklina, SA - skrzydło antykliny, SS - skrzydło synkliny, PA - przegub synkliny, O_1 , O_2 - osie przegubów fałdu, Q i R - powierzchnie osiowe, a - amplituda fałdu

Fałd

Fałdem nazywamy formę powstałą przez faliste powyginanie warstw skalnych. Część wypukła (wyniesiona) fałdu nosi nazwę antykliny (siodła), a część wklęsła (obniżona) - synkliny lub łęku. Elementy fałdu pokazano na rys.41. Najbardziej narażone na erozję są antykliny. W miarę postępu

erozji (ścianania wyniosłości) w jądrze antykliny ukazują się na powierzchni Ziemi coraz to starsze ogniwa sfałdowanej serii. Przechodząc w kierunku synkliny utwory skalne są coraz młodsze, a w jądrze synkliny - najmłodsze. Te cechy uwzględnia się przy interpretacji mapy geologicznej.

W zależności od wzajemnego ułożenia skrzydeł wyróżnia się fałdy: normalne (umiarowe) - gdy skrzydła "rozchodzą się" od przegubu na obie strony, izoklinalne - gdy fałd jest mocno ściągnięty i oba skrzydła są względem siebie równoległe, wachlarzowe - gdy skrzydła są zbieżne (zapadają ku sobie) pod przegubem antykliny i nad przegubem synkliny (rys.42).

W zależności od położenia powierzchni osiowej fałdu rozróżnia się fałdy: stojące (strome lub łagodne), pochylone, obalone, leżące lub przewalone (rys.43).

Płaszczyzna

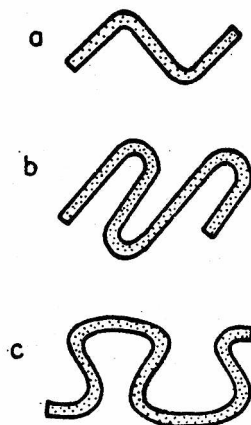
W wyniku deformacji ciągłych może powstać jeden z kilku typów płaszczowin, mianowicie płaszczowina z prefaldowania. Jest to rodzaj fałdu leżącego o długości skrzydła dochodzącej do kilkunastu, a nawet kilkudziesięciu kilometrów. Poza tym w obrębie skrzydeł występują dodatkowe zafaldowania, tzw. dygitacje.

Brachysynklina i brachyantyklina

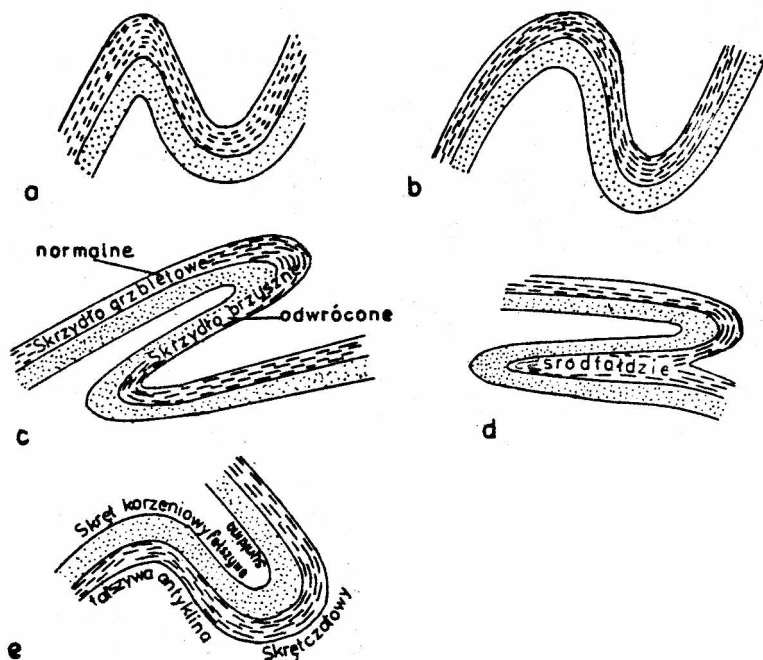
Są to formy o małych amplitudach i nieckowatych kształtach, brachysynklina jest formą wklęsłą, zaś brachyantyklina jest formą wypukłą (rys.45).

Fleksura

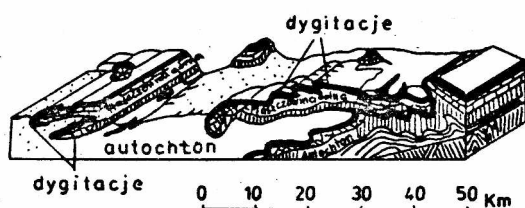
Jest to forma o kształcie dwóch przeciwnie skierowanych kolan. Taka forma powstaje wówczas, gdy seria warstw leży na dwóch przemieszczających się względem siebie tektonicznych blokach skalnych. Przy odpowiednio dużej amplitudzie ruchu bloków, leżąca na nich warstwa najpierw ścienia się (lokalnie maleje jej grubość wskutek rozciągania), a następnie może ulec przerwananiu. Z tego powodu fleksura, chociaż należy jeszcze do deformacji ciągłych, jest jakby "ogniwem" przejściowym między deformacjami ciągłymi a deformacjami nieciągłymi (rys.46).



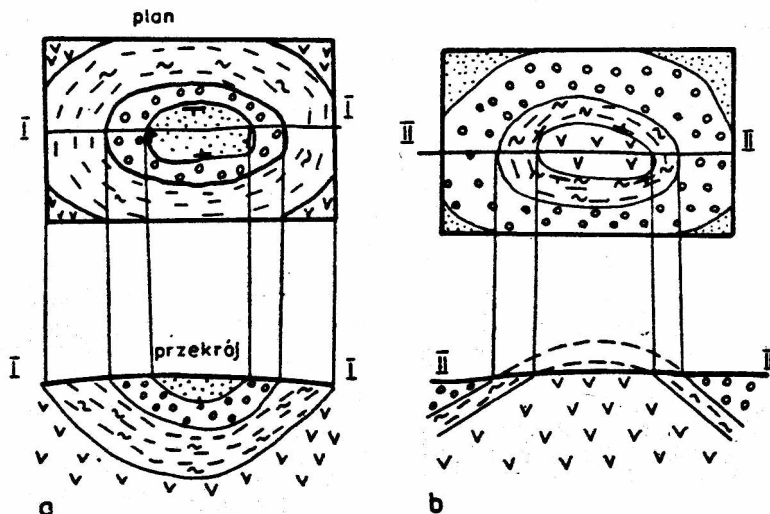
Rys.42. Rodzaje fałdów w zależności od wzajemnego ułożenia skrzydeł (zaczep. z [24]): a - fałd normalny czyli umiarowy, b - fałd izoklinalny (tu pochylony), c - fałd wachlarzowaty



Rys.43. Rodzaje fałdów w zależności od położenia powierzchni osiowej (zaczep. z [24]): a - fałd stojący, b - fałd pochylony, c - fałd obalony, d - fałd leżący, e - fałd przewalony



Rys.44. Płaszczowina (wg M.Lugeona, 1943)



Rys.45. Brachysynklina (a) i brachyantyklina (b). Rysunki górne - plan, dolne - przekrój

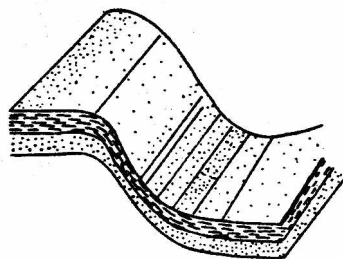
Fałdy dysharmonijne

Fałdowaniu dysharmonijnemu ulegają występujące obok siebie skały o różnej sztywności. Typowym przykładem form utworzonych podczas fałdowania dysharmonijnego są wysady solne czyli diapiry.

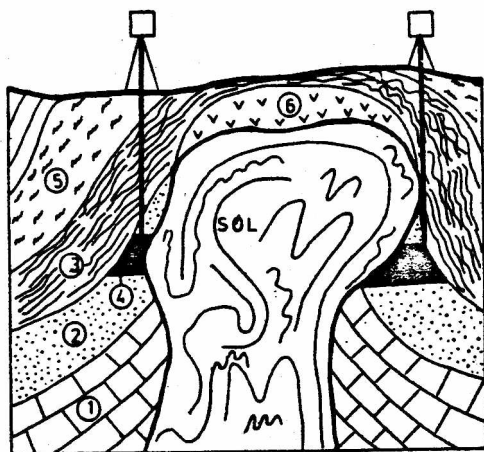
Pod wpływem nacisków zewnętrznych, wynikających z różnic ciężaru nadkładu, sól łatwo uplastycznia się i szuka "słabych" miejsc w skałach otaczających.

Wcisła się tam wypychając skały otoczenia. Wiele złóż soli mineralnych występuje w takiej właśnie formie (rys.47).

W przypadku gdy skały diapiru solnego albo złoża w jego sąsiedztwie stają się przedmiotem eksploatacji, zachodzi potrzeba budowy na danym terenie różnorodnych obiektów budowlanych. Przy projektowaniu i wznoszeniu tych obiektów należy zwrócić baczną uwagę na sposób przestrzennego zalegania skał budujących diapir oraz na zaburzenia, które wokół diapiru zawsze występują.



Rys.46. Fleksura



Rys.47. Fałdowanie dysharmonijne. Diapir. 1 - wapień, 2 - piaskowiec, 3 - lupek ilasty, 4 - ropa naftowa, 5 - margiel, 6 - czapa gipsowa

5.2.2. Deformacje nieciągłe

Deformacjami nieciągłymi nazywamy takie deformacje, które powodują przerwanie ciągłości warstw. Mogą one powstać, gdy naprężenie działające na skałę przekroczy jej wytrzymałość na dany rodzaj naprężeń, albo gdy zmieni się temperatura układu, lub też gdy naprężenia zostaną w skałce wywołane nagle.

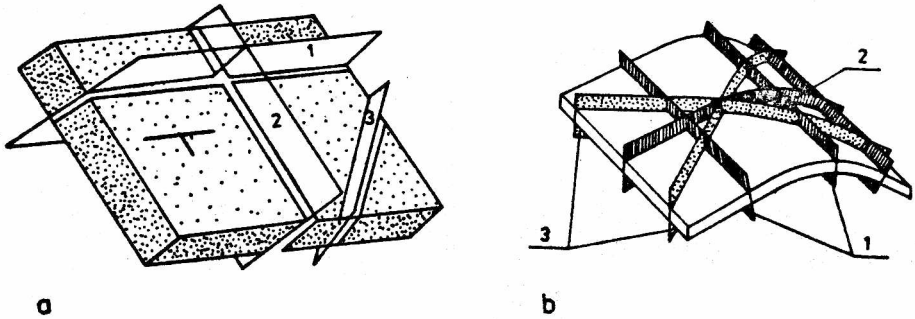
Wynikiem deformacji nieciągłych są najczęściej spotykane spękania i uskoki.

Spękania

Spękania są to powierzchnie powstałe w miejscu przerwania ciągłości skał bez przemieszczenia powstałych bloków względem siebie. Z inżynierskiego punktu widzenia spękania i ich orientacja w przestrzeni są o tyle ważne, że powodują osłabienie górotworu w określonym kierunku, i że wzdłuż nich rozwijają się szczeliny.

Spękania ze względu na ich zasięg można podzielić na: spękania małe czyli płytkie, ograniczone tylko do jednej warstwy skalnej lub jej części, oraz spękania wielkie (głębokie), które przecinają kompleks warstw.

Ze względu na ułożenie spękań w obrębie warstwy lub fałdu wyróżniamy spękania poprzeczne, podłużne i skośne czyli diagonalne (rys.48).



Rys.48. Rodzaje spękań w monoklinie (a) i w antyklinie (b): 1 - spękania podłużne, 2 - spękania poprzeczne, 3 - spękania skośne czyli diagonalne, a - w monoklinie, b - w fałdzie

Uskoki

Przerwanie ciągłości skał i przesunięcie względem siebie powstałych bloków skalnych wzdłuż powierzchni nieciągłości nazywamy uskokiem. W praktyce słowo "uskok" używane jest także jako synonim powierzchni uskokowej.

Bloki skalne, które przemieściły się względem siebie i znajdują się po obu stronach powierzchni uskokowej nazywamy

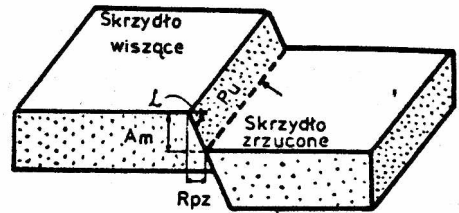
s k r z d ł a m i u s k o k u. Elementy uskoku pokazano na rys.49.

W zależności od położenia płaszczyzny uskoku względem jego skrzydeł, wyróżnia się uskoki normalne i odwrócone czyli inwersyjne (rys.50).

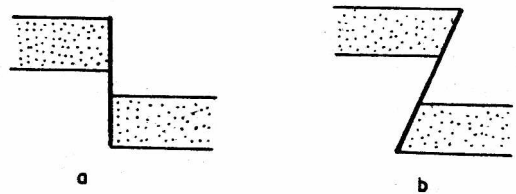
Uskok może mieć charakter zrzutu pionowego (uskok zrzutowy), przesunięcia poziomego (uskok przesuwczy) lub jednocześnie zrzutu i przesunięcia poziomego (uskok zrzutowo-przesuwczy). Mogą też istnieć kombinacje tych ruchów.

W skałach, w których miały miejsce deformacje

nieciągłe występuje zwykle więcej uskoców. Wśród nich są uskoki główne



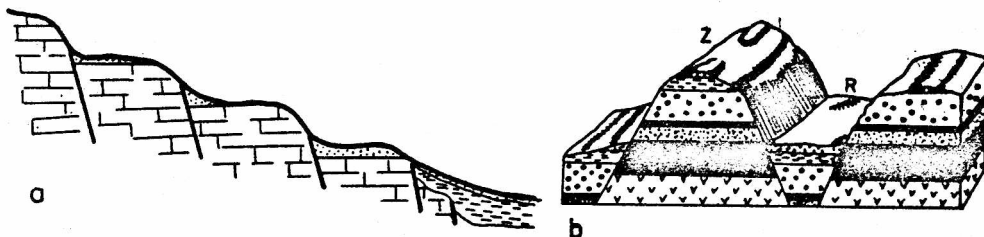
Rys.49. Elementy uskoku: Am - amplituda, Pu - powierzchnia uskokowa, Rpz - rozstęp poziomy, α - kąt nachylenia powierzchni uskokowej (mierzony od poziomu)



Rys.50. Uskok normalny (a) i odwrócony czyli inwersyjny (b)

i uskoki podrzędne. Jedne i drugie, gdy są równoległe i rozpatrywane łącznie, noszą nazwę systemu uskoków.

Do najbardziej pospolitych form utworzonych przez systemy uskoków należą: bloki schodowe, zręby czyli horsty oraz rowy tektoniczne (rys.51a, b).



Rys.51. Systemy uskoków: a - uskoki schodowe, b - zręby czyli horsty (Z) i rowy tektoniczne (R)

Przykładami dużych uskoków są uskoki sudecki brzeżny, liczne uskoki Wyżyny Krakowskiej. Przykładem rowu tektonicznego jest rów Renu, gdzie wysokość zrztu warstw dochodzi do 4000 m. W Polsce - rów górnej Nysy Kłodzkiej i in.

Przykładami dużych zrębów są góry Harzu, a w Polsce Góry Sowie.

Lokalizacja poważniejszych obiektów budowlanych w obrębie powierzchni uskokowych może okazać się bardzo niekorzystna i dlatego na etapie projektowania należy zwrócić uwagę na obecność deformacji nieciągłych i orientację przestrzenną powierzchni nieciągłości. Przy projektowaniu poważniejszych budowli uwzględnia się ponadto tzw. żywotność uskoków.

5.3. Inne typy zaburzeń i formy z nimi związane

W tym miejscu chcemy zwrócić uwagę na inne deformacje skał, których zasięg na powierzchni ziemi może być bardzo duży, natomiast formy powstałe w wyniku tych deformacji są stosunkowo nieduże.

Najważniejsze rodzaje tego typu zaburzeń związane są z glacitektoniką, powierzchniowymi ruchami masowymi, z obciążeniem nadkładem, przepływem wód gruntowych, rekryształizacją minerałów i krystalizacją soli, działalnością człowieka i z innymi przyczynami.

5.3.1. Zaburzenia glacitektoniczne

Zaburzenia glacitektoniczne są to trwałe deformacje poprzedniego układu form przestrzennych zbudowanych ze skał niezdiagenerowanych, spowodowane:

- a) obciążeniem lodowcem,
- b) przesuwaniem się lodowca,
- c) zamarzaniem i rozmarzaniem wody zawartej w skale,
- d) odprężeniem po ustąpieniu lodowca.

Pod wpływem tych czynników, warstwy i soczewy niezdiagenezowanych skał osadowych zostały zafałdowane w sposób bardzo nieregularny.

Niektóre skały zostały wciśnięte niezgodnie w inne, np. iły trzeciorzędowe w piaski czwartorzędowe lub trzeciorzędowy węgiel brunatny w iły i piaski czwartorzędowe. Obok nieregularnych deformacji ciągłych pospolicie wystąpiły deformacje nieciągłe (rys.52).

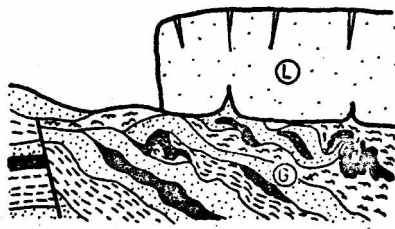
Procesy glacitektoniczne doprowadziły do tego, że na niewielkim obszarze, około kilkudziesięciu metrów w planie, występują gwałtowne zmiany rodzaju skał (gruntów) i sposobu ich zalegania. Zakres tych zmian trudny jest do ustalenia na etapie inżynierskiego rozpoznania podłoża. Wyrobiska badawcze (wiercenia, wkopy) dają tylko punktowe informacje o podłożu, natomiast zmiany w podłożu są tak intensywne, że często nie jesteśmy w stanie wyinterpolować sytuacji między wyrobiskami.

Zaburzenia glacitektoniczne najbardziej rozpowszechnione są na obszarach zachodniej i południowo-zachodniej Polski, tzn. w województwach: poznańskim, górzowskim i zielonogórskim. Głębokość wpływu glacitektoniki sięga tutaj do 150-200 m poniżej powierzchni terenu.

Wagę problemu glacitektoniki podkreśla m.in. budowlana norma projektowa PN-81/B-03020.

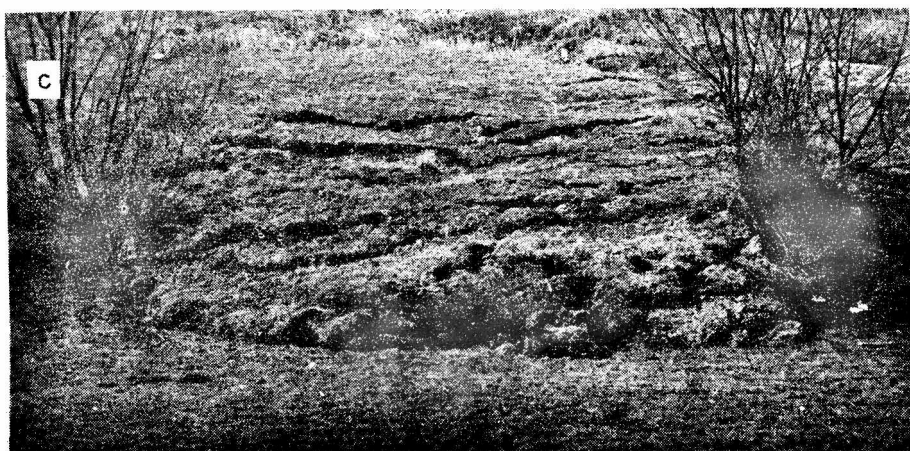
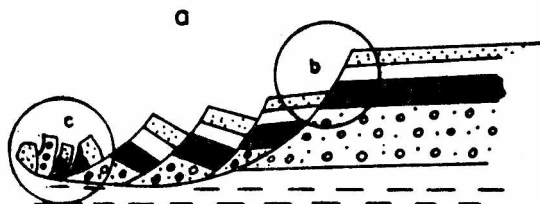
5.3.2. Powierzchniowe ruchy masowe

Powierzchniowe ruchy masowe są to ruchy mas skalnych, których siłą napędową jest grawitacja. Zachodzą one na stokach, zboczach i skarpach z chwilą, kiedy siły "zsuwające" staną się większe od sił wewnętrznych, utrzymujących daną formę geomorfologiczną w stanie statycznym. Nie wnikając w przyczyny, ani w przebieg powierzchniowych ruchów masowych, należy zwrócić uwagę, że już w początkowej fazie ruchów masowych (etap inicjacji) zachodzi zmiana sposobu przestrzennego zalegania skał. Tworzą się mianowicie powierzchnie nieciągłości (z jednej bryły robią się dwie i więcej), wzdłuż których w następnej kolejności zachodzi przemieszczanie mas. W wyniku przemieszczenia następuje rozluźnienie wewnętrznej



Rys.52. Zaburzenia glacitektoniczne. L - lodolód, G - grunty wieku trzeciorzędowego

budowy skał (gruntów), zmieniają się właściwości fizykomechaniczne skał przemieszczających się w stosunku do własności skał nienaruszonych (rys.53a,b,c).



Rys.53. Zaburzenia mas skalnych w obrębie osuwiska: a - schemat, b - powierzchnie nieciągłości w osuwisku, c - zaburzenia struktury gruntu (fot. F.Jasny)

Omawiane problemy są niezmiernie ważne zarówno na etapie projektowania i lokalizacji obiektów budowlanych, jak i na etapie realizacji. Przed przystąpieniem do prac budowlanych należy rozpoznać teren pod względem obecności powierzchniowych ruchów masowych, potencjalnych możliwości ich występowania oraz rozpoznać czy grunt, który ma stanowić podłoże budowlane, nie przeszedł procesów związanych z powierzchniowymi ruchami masowymi.

5.3.3. Zjawiska krasowe

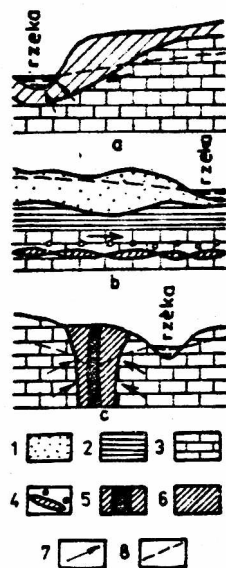
Krasem nazywamy całokształt geologicznych procesów zachodzących pod wpływem rozpuszczania chemicznego skał. Rozpuszczanie (żugowanie) skał prowadzi do:

- powstania jaskiń,
- zmiany struktury i składu mineralnego skał,
- zmian cyrkulacji wód podziemnych,
- powstania specyficznej rzeźby terenu,
- zmiany układu sieci rzecznych,
- osłabienia wytrzymałości górotworu.

Zjawiska krasowe rozwijają się w skałach węglanowych, takich jak: wapień, dolomity, margle, marmury, a także w gipsach i innych skałach solnych (chlorki). W skałach węglanowych kras rozwija się wolno, dlatego też, ze względów inżynierskich większe obawy wzbudza zawsze kras w skałach solnych, gdzie zmiany krasowe zachodzą bardzo szybko.

Charakter zjawisk krasowych, ich rozmiary, szybkość i głębokość rozwijania się w masywie skalnym, zależy od budowy geologicznej skał, klimatu, warunków zasilania, przepływu i odpływu wód podziemnych, rzeźby terenu, stopnia zaangażowania tektonicznego skał (spękania, szczeliny, uskoki, itp.). Najważniejszym czynnikiem spośród wymienionych, pozostaje zawsze przepływ wody.

E.S. Karpysév [25] podzielił kras ze względu na warunki przepływu wód gruntowych na następujące hydrodynamiczne typy:



Rys. 54. Hydrodynamiczne typy krasu (wg E.S.Karpyséva, 1976) 1 - piasek, 2 - il, 3 - wapień, 4 - próżnie krasowe, 5 - strefa tektoniczna, 6 - strefa intensywnego rozwoju krasu, 7 - kierunki przepływu wód podziemnych, 8 - zwierciadło wód gruntowych

- a) kras wokółdolinny, związany z drenującym wpływem pobliskich rzek (rys.54a),
- b) kras związany z drenującym wpływem oddalonych rzek lub zbiorników wodnych (rys.54b),
- c) kras związany z ruchem wód naprówowych i swobodnych w obrębie stref tektonicznych (rys.54c).

Zjawiska krasowe bez względu na genezę i klasyfikacyjne zaszeregowanie powodują zawsze wiele komplikacji we wszelkiego rodzaju przedsięwzięciach budowlanych, a zwłaszcza podczas eksploatacji budowli hydrotechnicznych.

5.3.4. Działalność człowieka

Inżynierska działalność człowieka powoduje również zaburzenia pierwotnego sposobu występowania skał. Największe zaburzenia związane są z eksploatacją górniczą i składowaniem odpadów przemysłowych. W wyniku eksploatacji górniczej niszczy się ciągłość form geologicznych i powoduje zmianę naprężeń w górotworze. Wyselekcjonowane pod względem przydatności gospodarczej i przerobione skały odprowadza się na zwalowiska lub do osadników jako odpady. W ten sposób powstaje rodzaj współczesnych osadów, nazywanych *osadami antropogenicznymi* lub *antropogenicznymi*.

Formy przestrzennego zalegania tych osadów są bardzo różne, zależą bowiem od rodzaju wyjściowego materiału skalnego, od procesów technologicznych, sposobu dostarczania materiału na miejsce składowania itp.

Specyficznym rodzajem skał antropogenicznych, o bliżej nieokreślonym sposobie zalegania, są nasypy.

6. ORIENTACJA PRZESTRZENNA STRUKTUR GEOLOGICZNYCH

Strukturą geologiczną nazywamy określony układ skał powstały w wyniku działania procesów geologicznych [3]. Struktury geologiczne można rozpatrywać w czterech skalach:

- a) megastruktury - rozległe obszary o charakterystycznej budowie, litologii, genezie, różniące się od jednostek sąsiednich (np. łańcuch gór fałdowych, platforma, itp.),
- b) makrostruktury - wyodrębnione formy przestrzennego zalegania skał, które mogą być ujęte na mapach geologicznych (np. batolit, fałd, itp.),

o) mezostruktury - struktury małych rozmiarów widoczne w całości gołym okiem (np. laminacja w skałach osadowych i metamorficznych, struktury z płynięcia w skałach magmowych, zmarszczki w skałach metamorficznych, drobne fałdy, itp.),

d) mikrostruktury - struktury mikroskopowej wielkości (np. mikrofałdy, wydłużenia minerałów i agregatów mineralnych itp.).

Jednoznaczne określenie pozycji przestrzennej jakiegóż struktury geologicznej wymaga znajomości jej kształtu, wymiarów oraz znajomości orientacji przestrzennej charakterystycznych elementów strukturalnych. W przypadku struktur niewielkich, kształt i wymiary łatwe są do określenia. Jeżeli jednak struktury są duże (megastruktury, makrostruktury), to określenie kształtu i wymiarów może się odbywać drogą pośrednią, poprzez określenie orientacji lokalnie wydzielonych elementów strukturalnych, a następnie interpolacyjne odtworzenie całości i przedstawienie obrazu na mapie.

W przypadku kiedy działalnością inżynierską objęty jest niewielki obszar w obrębie dużych struktur geologicznych (makro- i megastruktury) wystarczy znajomość orientacji niektórych, lokalnie wyznaczonych elementów strukturalnych, takich jak np. powierzchnie spękań, czy powierzchnie graniczne warstw (strop, spąg), aby przedsięwzięcie mogło być zrealizowane pomyślnie.

6.1. Zasady określania przestrzennej orientacji struktur

Orientację przestrzenną określamy posługując się pewnymi pomocniczymi (umownymi) elementami. Posługujemy się orientacją płaszczyzn i linii prostych. W związku z tym przy określaniu orientacji przestrzennej struktur geologicznych, przyjmujemy jako założenie (uproszczenie), że wszystkie powierzchnie oraz linie wyznaczające daną strukturę są w miejscu pomiaru odpowiednio płaszczyznami i liniami prostymi. Ich orientacja, zmienna z miejsca na miejsce, wyznacza z wystarczająco dużym przybliżeniem przestrzenny obraz struktury.

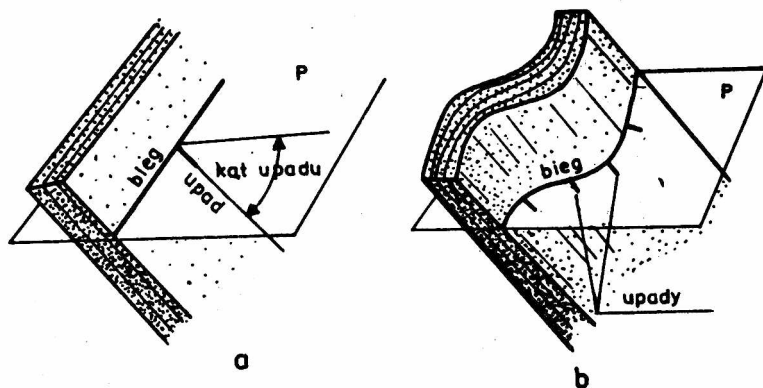
Podstawowym układem odniesienia jest kierunek północy magnetycznej i poziom (zgeneralizowany horyzontalny układ odniesienia).

Elementy orientacji[§]

B i e g w a r s t w y jest to linia powstała jako ślad przecięcia się powierzchni warstwy (stropu lub spągu) z płaszczyzną poziomą. Dla warstwy płaskiej oraz dla fałdów o poziomych osiach bieg jest linią prostą (rys.55a). Dla warstw pofałdowanych, których osie nie są poziome,

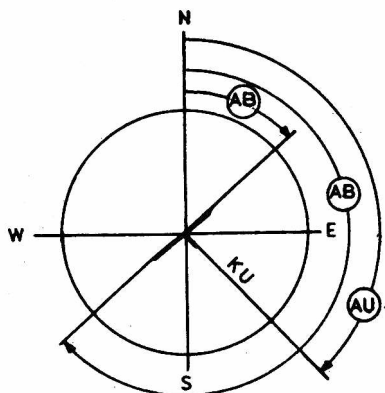
[§] Dla łatwiejszego zrozumienia elementów orientacji, ich definicje zostały podane w odniesieniu do warstwy.

bieg jest linią krzywą (rys.55b).



Rys.55. Bieg warstwy: a - warstwa płaska, b - fałd o niepoziomych osiach

Obrazowo "bieg" można sobie wyobrazić jako linię wyznaczoną przez poziom wody, która styka się z powierzchnią danej warstwy (granica: "mokre-suche"). Kierunek tej linii w danym miejscu określamy mierząc azymut biegu.



Rys.56. Element przestrzennej orientacji warstwy: AB - azymut biegu (45° lub 225°), AU - azymut upadu (135°), KU - kierunek upadu (SE)

Kierunek upadu jest to szacunkowo wyznaczony geo-

A z y m u t b i e g u jest to kąt zawarty między kierunkiem północy a linią biegu, mierzony od północy na prawo, tj. zgodnie z kierunkiem ruchu wskazówek zegara. Azymut biegu potocznie nazywany bywa "biegiem" (rys.56). Dla warstw, których bieg jest linią krzywą, azymut biegu odpowiednio zmienia się. W związku z tym, wartość azymutu biegu musi być przypisana ściśle do miejsca pomiaru.

U p a d (zapad) jest to linia prosta leżąca na powierzchni warstwy, wyznaczająca maksymalny spadek warstwy w danym miejscu. Bieg i upad warstw są względem siebie prostopadłe (rys.55,56).

A z y m u t u p a d u (zapadu) jest to kąt zawarty między kierunkiem północy a rzutem prostokątnym upadu na płaszczyznę poziomą, liczony zgodnie z ruchem wskazówek zegara (rys.56).

K i e r u n e k u p a d u jest to szacunkowo wyznaczony geo-

graficzny kierunek nachylenia (upadu) warstwy. Na przykład upad warstwy w kierunku północno-zachodnim (NW).

6.2. Sposoby określania orientacji struktur geologicznych w przestrzeni

W praktyce stosowane są trzy sposoby określania orientacji struktur:

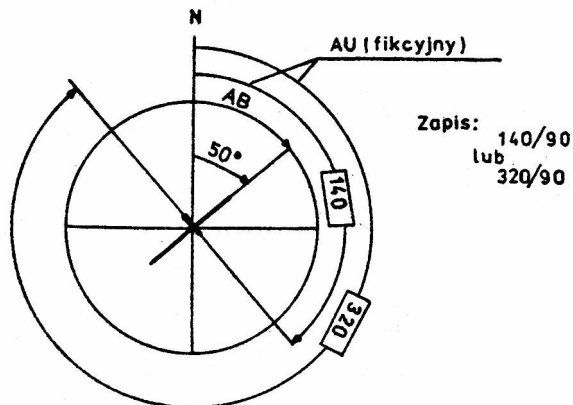
- Sposób I, w którym podaje się:
- azymut biegu,
 - kąt upadu,
 - kierunek upadu.

Ten sposób orientacji przedstawia się za pomocą tzw. zapisu trójczłonowego, np. 135/40/NE. Pierwszy człon zapisu oznacza azymut biegu (135), drugi - kąt upadu (40), a trzeci - kierunek upadu (NE).

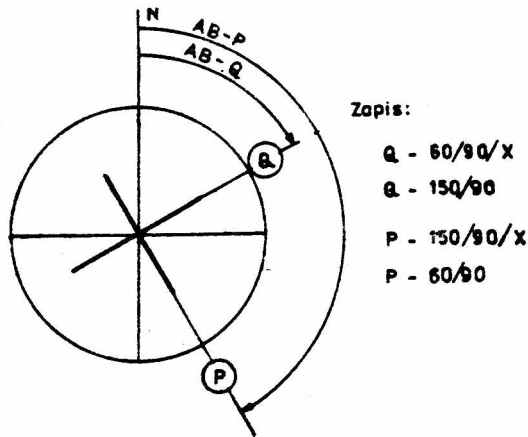
- Sposób II, w którym podaje się:
- azymut upadu,
 - kąt upadu.

Określoną orientację według tego sposobu zapisujemy tzw. zapisem dwuczłonowym, np. 170/50. Pierwszy człon jest azymutem upadu, drugi - kątem upadu. Obydwa kąty podane razem wyznaczają orientację płaszczyzny w sposób jednoznaczny.

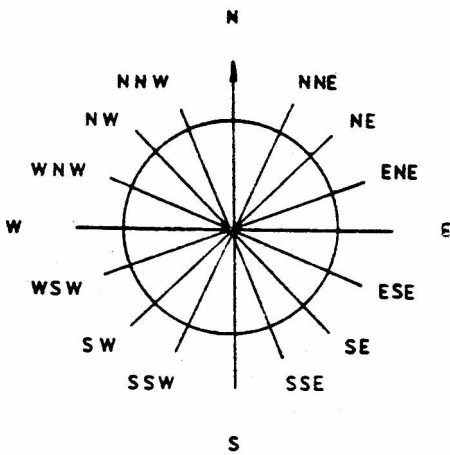
Jeżeli płaszczyzna zalega pionowo, to azymut jej upadu nie jest określony stronami świata. W takim przypadku podajemy jako azymut upadu azymut jednego z kierunków prostopadłych do biegu (rys.57). Oba zapisy 140/90 i 320/90 są więc równoważne.



Rys.57. Orientacja płaszczyzny pionowej. AU - nieistniejący azymut upadu, AB - azymut biegu



Rys.58. Płaszczyzny pionowe wzajemnie prostopadłe. Ich orientacja i zapis



Jeżeli płaszczyzna jest pozioma, stosujemy zapis: x/o . Rozpatrzmy jeszcze dwie wzajemnie prostopadłe płaszczyzny pionowe (rys.58). Płaszczyzna Q przedstawiona jest zapisem trójczłonowym, płaszczyzna P - dwuczłonowym. Jeżeli w zapisie trójczłonowym dla Q opuścimy znak x , to można go pomylić z zapisem dwuczłonowym dla P, który przedstawia inną płaszczyznę [3]. Orientację geograficzną przeprowadzamy za pomocą róży kierunków (rys.59).

Rys.59. Róża kierunków geograficznych

Sposób III polega na zorientowaniu struktury względem tzw. koordynat strukturalnych a ; b , c (rys.60b, c), wprowadzonych przez Sandera w 1930 r. (rys.60a).

Dla struktur fałdowych koordynata "a" wyznacza kierunek działania sił tektonicznych i pokrywa się z kierunkiem maksymalnego naprężenia. Koordynata "b" wyznacza osie fałdów i pokrywa się z kierunkiem najmniejszych naprężeń (w tym kierunku wyciągnięte są dłuższe osie ziarn); koordynata "c" leży w płaszczyźnie osiowej fałdu, jest prostopadła do

osi "b", wyznacza kierunek obalania fałdu i pokrywa się z kierunkiem pośrednich naprężeń (rys.60b, c).

Dokonywanie zapisu

W zależności od tego, jakie elementy brane są pod uwagę przy orientacji przestrzennej danej struktury, stosujemy odpowiednio zapis trójosiowy lub dwuczołowy. Należy jednak zaznaczyć, że obecnie powszechnie stosowany jest zapis dwuczołowy.

Przykłady zapisu dwuczołowego:

130/30

215/45

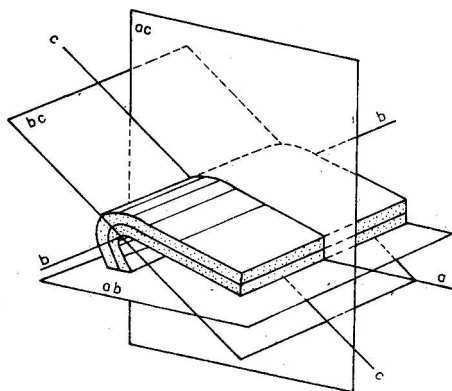
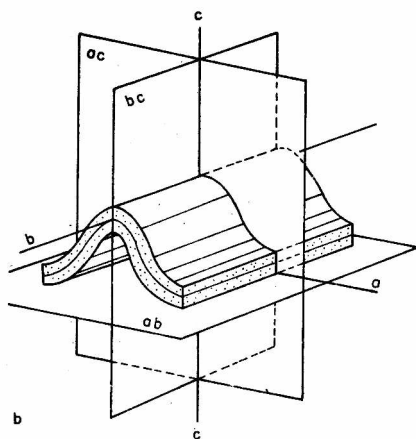
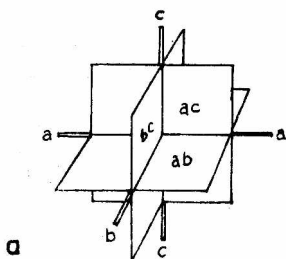
35/45

10/70

140/90 lub 320/90 (rys.58),

220/90 lub 40/90,

x/0 (płaszczyzna pozioma).



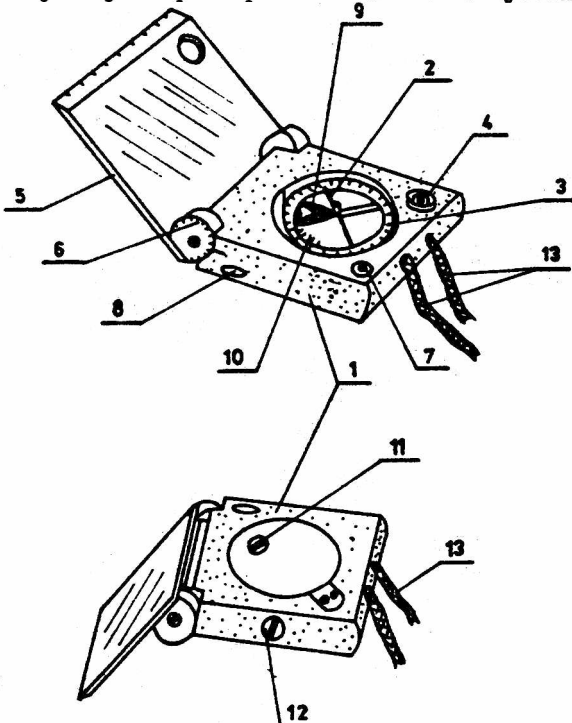
Rys.60. Orientacja struktur względem koordynat strukturalnych (wg P. Schmidt-Thome, 1972): a - koordynaty strukturalne, b - orientacja fałdu pomiarowego, c - orientacja fałdu pochylonego

6.3. Pomiary orientacji struktur geologicznych

Do wykonywania pomiarów orientacji elementów struktur geologicznych służy kompas geologiczny. W Polsce, w powszechnym użyciu jest obecnie kompas dwuosiowy typu Freiberg 69 ze skalą 360° lub 400^{g} . Kompas ten jest dostosowany do pomiaru sposobem II.

6.3.1. Budowa kompasu Freiberg 69

Wygląd zewnętrzny kompasu przedstawia schematycznie rys.61.

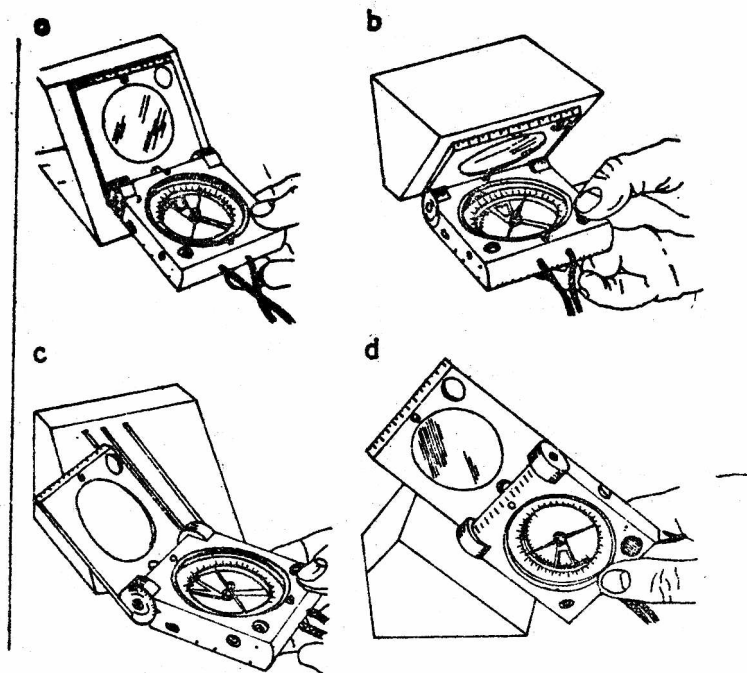


Rys.61. Budowa kompasu geologicznego typu Freiberg 69. 1 - korpus (pudełko) kompasu, 2 - igła magnetyczna (koniec czarny - północ, koniec czerwony - południe), 3 - tarcza z podziałką azymutalną, 4 - przycisk blokujący igłę, 5 - klinometr płytkowy, 6 - podziałka klinometru płytkowego, 7 - poziomica oczkowa, 8 - pomocnicza poziomica rurkowa, 9 - klinometr wahadłowy, 10 - podziałka klinometru wahadłowego, 11 - blokada klinometru wahadłowego, 12 - regulator położenia tarczy z podziałką azymutalną (regulacja poprawki na deklinację), 13 - wiotki uchwyt do zabezpieczenia kompasu przed upadkiem w czasie pracy

6.3.2. Technika pomiaru powierzchni geologicznych (zasady)

Przygotowanie kompasu do pomiaru:

1. Wyjąć kompas z pokrowca.
2. Wiotki uchwyt założyć powyżej nadgarstka.



Rys.62. Sposoby dokonywania pomiarów kompasem typu Freiberg 69 (wg instrukcji fabrycznej): a - pomiar orientacji płaszczyzny, b - pomiar orientacji płaszczyzny przewieszonej, tzw. przewieszki, c - pomiar orientacji struktury liniowej, d - pomiar kątów pionowych klinometrem wahadłowym

3. Sprawdzić zgranie kierunku północy na tarczy (3) z kreską, wewnątrz korpusu przy tarczy.

4. Odchylić klinometr płytkowy i przyłożyć go do powierzchni warstwy lub powierzchni spękań tak, aby dokładnie do niej przylegał.

5. Spoziomować kompas. W tym celu poruszamy korpusem kompasu względem osi obrotu klinometru płytkowego i całym kompasem razem z klinometrem płytkowym tak, aby poziomica oczkowa wskazywała poziom. Przy poruszaniu kompasem zwracamy uwagę, aby płytka klinometru cały czas przylegała do mierzonej powierzchni.

6. Zwolnić igłę magnetyczną za pomocą przycisku (4).

7. Zwrócić uwagę gdzie jest północ i w którą stronę nachylona jest płytka klinometru (zazwyczaj czerwona końcówka igły - południe, czarna - północ). Mogą tu zaistnieć cztery przypadki:

a) płytka klinometru nachylona jest w kierunku północy (N) zaznaczonej na podziałce, a nie wskazywanej aktualnie przez igłę.

b) płytka klinometru nachylona jest w kierunku południowym (S) za-

znaczonym na podziałce,

- c) płytka klinometru jest pozioma (0° , 0^{S}),
- d) płytka klinometru jest pionowa (90° , 100^{S}).

W przypadku:

- a) odczytujemy wskazania północnego końca igły (czarny koniec),
- b) odczytujemy wskazania południowego końca igły,
- c) odczyt wskazań igły nie ma znaczenia,
- d) odczytujemy wskazania dowolnego końca igły.

8. Zablockować igłę.

9. Nie naruszając położenia płytki klinometru odczytać na skali

(6) wartość kąta upadu.

10. Zapisać oba zmierzone kąty. Najpierw wskazania igły jako azymut upadu, a następnie wskazania klinometru jako kąta upadu.

6.4. Opracowanie i wykorzystanie wyników

W zależności od potrzeb i możliwości pomiarowych ilość pomiarów może być większa lub mniejsza. Podobnie, obszar objęty pomiarami może być mały - lokalny lub większy - regionalny. Stosunek wymiarów kompasu do całej struktury geologicznej sugeruje, że pomiar należy traktować jako pomiar w punkcie.

Punktowe pomiary wykonane na powierzchni płaskiej formy tektonicznej przy niewielkiej już ilości dają obraz orientacji badanej struktury. Dotyczy to na przykład monokliny, regularnych powierzchni uskokowych itp. Najczęściej jednak powierzchnie struktur geologicznych są powyginane i tylko w niektórych przypadkach fragmenty dużych struktur można utożsamiać z płaszczyzną. Przy formach zaburzonych pomiar orientacji powierzchni przedstawia orientację płaszczyzny stycznej do dowolnej powierzchni w punkcie wykonania pomiaru. W celu uzyskania obrazu przestrzennego form zaburzonych musimy wykonać większą liczbę pomiarów na szerszym obszarze. Im więcej pomiarów wykonamy, tym dokładniejsze będzie odtworzenie przestrzennego obrazu struktury.

Wykonane pomiary orientacji elementów strukturalnych można przedstawić za pomocą:

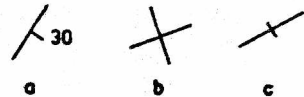
- a) zapisu liczbowego,
- b) umownych symboli graficznych,
- c) odwzorowań i diagramów o charakterze statycznym.

Z a p i s l i c z b o w y dwu- lub trójczłonowy stosowany jest przy ogólnym omawianiu orientacji i w opracowaniach tekstowych.

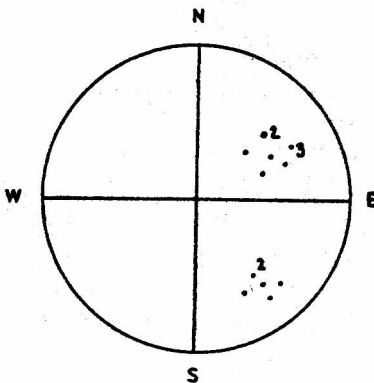
U m o w n e s y m b o l e g r a f i c z n e stosowane są do przedstawiania sytuacji strukturalnych na mapach. Bieg warstwy oznacza się na mapie za pomocą dłuższej kreski. Krótszą, prostopadłą kreską lub

strzałką oznacza się kierunek nachylenia (azymut upadu). Kąt upadu zapisuje się cyfrą przy krótszej kresce (rys.63a). Dla skrajnych wartości kąta upadu, tj. dla 0° i dla 90° stosuje się specjalne oznaczenia. Dla płaszczyzny poziomej pokazane jest to na rys.63b, dla pionowej na rys.63c.

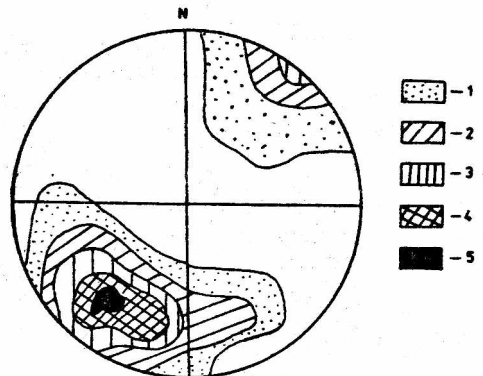
Odzworowania i diagramy o charakterze statystycznym stosowane są do interpretacji wyników na szerszą skalę. Układem współrzędnych w odzworowaniach orientacji elementów strukturalnych jest kula lub półkula, bądź ich płaskie odzworowanie tzw. planisfera. Dzięki przyjęciu takiego układu współrzędnych, metoda odzworowania jest pogładowa. Na jej podstawie łatwo można wyobrazić sobie odzworowywaną formę strukturalną, a poza tym na otrzymanym obrazie można wykonywać różne operacje geometryczne, jak np. mierzenie kątów między elementami, wyznaczanie krawędzi przecięcia się dwu lub więcej płaszczyzn, wyznaczanie środka (centrum) rozrzutu orientacji elementów itp. [2, 3].



Rys.63. Graficzne oznaczenia orientacji płaszczyzn: a - powierzchnia nachylona w kierunku SE pod kątem 30° , zapis: 130/30, b - powierzchnia pozioma, zapis: x/0, c - powierzchnia pionowa, zapis: 50/90 lub 240/90



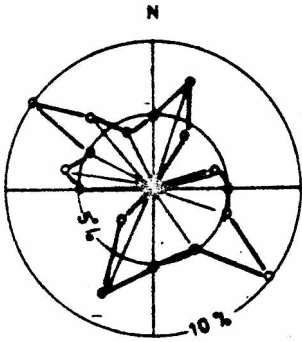
Rys.64. Diagram punktowy uwarstwienia warstwy (stropu). Cyfry przy punktach - ilość identycznych pomiarów



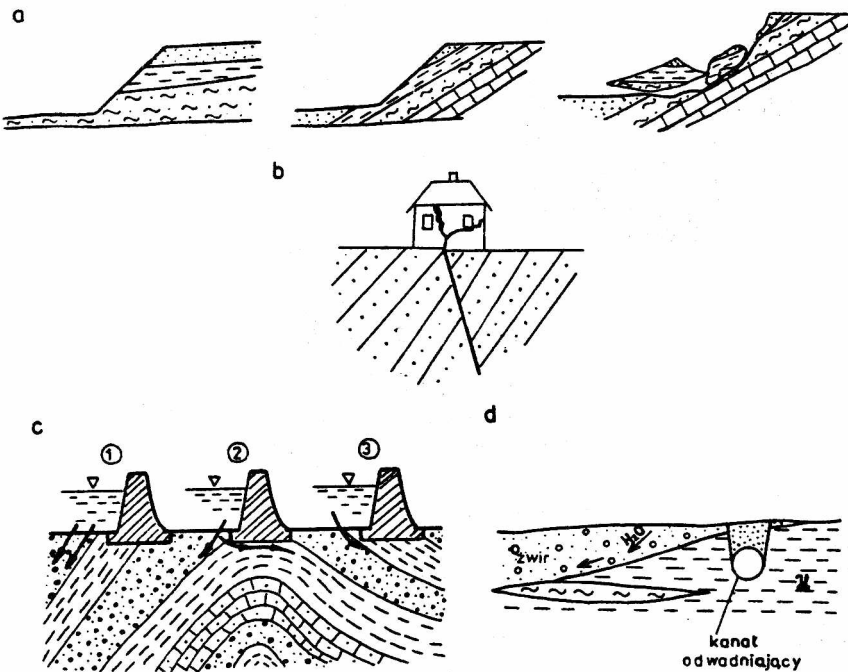
Rys.65. Diagram konturowy spekań. Oznaczenia graficzne - kontury jednakowej częstości występowania pomiarów orientacji: 1 - od 0 do 2%, 2 - od 2% do 4%, 3 - od 4% do 6%, 4 - od 6% do 8%, 5 - powyżej 8%

Wykorzystanie wyników

Wyniki badań orientacji przestrzennej struktur geologicznych wykorzystywane są w budownictwie głównie do prognozowania zmian zachodzących w skale (w gruncie) pod wpływem działalności inżynierskiej i oddziaływania skały jako podłoża na obiekty budowlane. Jest bowiem regułą, że wytrzymałość skał na rozrywanie lub ścinanie zależy od wzajemnego położenia w przestrzeni działających sił i powierzchniowych elementów strukturalnych. Dlatego rozpoznanie orientacji struktur geologicznych ma istotne znaczenie.



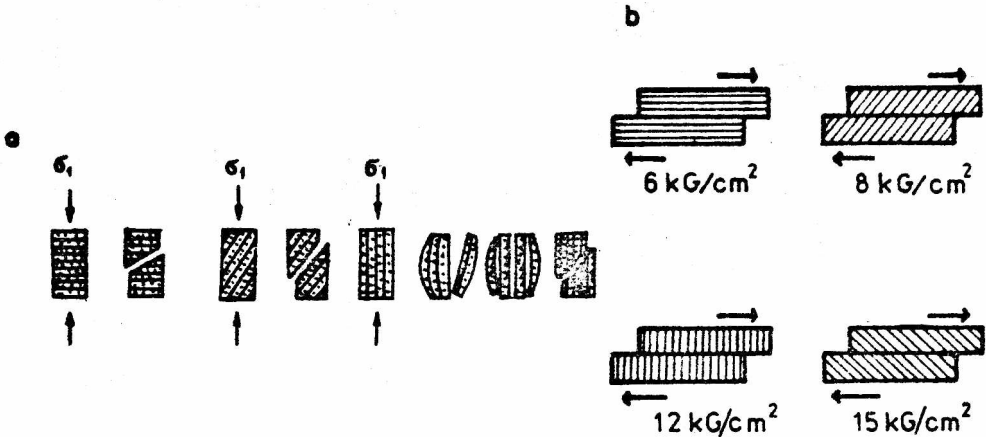
Rys.66. Róża spękań. Punkty oznaczają liczebność danego kierunku spękań (azymutu biegu)



Rys.67. Przykłady znaczenia orientacji struktur geologicznych w przedsięwzięciach inżynierskich: a - stateczność skarpy zbudowanej w takich samych skałach, lecz mających różną orientację przestrzenną, b - awaria budynku zlokalizowanego na uskoku, c - lokalizacja zapory w obrębie struktury fałdowej: 1 - sytuacja korzystna, 2 - sytuacja mniej korzystna, 3 - sytuacja niekorzystna, d - zła lokalizacja kanału odwadniającego, woda spływa po stropie łłu w kierunku od kanału

Na rysunkach 67a - 67d przedstawiono kilka sytuacji, w których orientacja przestrzenna struktur geologicznych miała poważny wpływ na uzyskiwane efekty działalności inżynierskiej (rys.67a-d).

W wielu przedsięwzięciach budowlanych prognozowanie zachowania się gruntów odbywa się w oparciu o testowe badania laboratoryjne. Aby wyniki takich badań mogły być miarodajne, muszą obok wartości liczbowej zawierać informację o tym, w jakiej sytuacji przestrzennej zostały one uzyskane, tzn. jaki był stosunek przestrzenny kierunków działania naprężeń i koordynat strukturalnych. Okazuje się, że badania wytrzymałości tego samego gruntu, ale różnie zorientowanego w aparacie badawczym, dają różne wyniki (rys.68a,b).



Rys.68. Różny sposób zachowania się skał pod działaniem sił w badaniach laboratoryjnych: a - powstanie powierzchni nieciągłości w próbkach gruntu o różnej orientacji i budowy strukturalnej, b - różnice wytrzymałości (tu mułowca) w zależności od kierunku działania sił względem uwarstwienia

7. WYBRANE ELEMENTY KARTOWANIA GEOLOGICZNEGO

7.1. Mapa geologiczna

Mapa geologiczna jest graficznym odwzorowaniem elementów budowy geologicznej jakiegoś terenu, zrzutowanym na płaszczyznę poziomą i przedstawioną w odpowiedniej skali za pomocą umownych znaków.

7.1.1. Rodzaje map

W zależności od budowy geologicznej, przeznaczenia i skali wyróżnia się kilka typów map geologicznych.

Z punktu widzenia sposobu przedstawiania budowy geologicznej terenu wyróżniamy:

- a) mapy zakryte,
- b) mapy odkryte.

Mapy zakryte przedstawiają zasięg utworów geologicznych na powierzchni ziemi (łącznie z pokrywą osadów czwartorzędowych).

Mapy odkryte obrazują budowę geologiczną tak jak przedstawia się ona pod pokrywą osadów kenozoicznych. Na tych mapach nie uwzględnia się więc osadów czwartorzędowych, a nawet i niesfałdowanych utworów trzeciorzędowych.

W zależności od ich przeznaczenia, wyróżniamy mapy:

- hydrogeologiczne,
- geologiczno-inżynierskie,
- tektoniczne,
- stratygraficzne,
- złożowe,
- miąższościowe, itp.

Mapy te nazywane są ogólnie mapami specjalnymi, ponieważ ich treść dostosowana jest specjalnie do określonych celów.

W grupie map specjalnych znajdują się mapy stosowane w geotechnice i w budownictwie, z których najpospolitszymi są: mapy gruntów budowlanych, mapy procesów geodynamicznych i mapy warstwy suchej. Mapa gruntów budowlanych przedstawia rodzaje gruntów i ich rozprzestrzenienie na powierzchni terenu. Odmianą tego typu map są mapy cięcia, które przedstawiają rodzaje i rozprzestrzenianie gruntów na określonej głębokości zwanej głębokością cięcia, np. na głębokości 2 m poniżej powierzchni terenu. Czasami na mapie wyznacza się grunty na podstawie tzw. uogólnionych cech geotechnicznych p.6.1.2.

Mapa procesów geodynamicznych przedstawia obszar występowania procesów geodynamicznych (np. osuwisk) wygasłych, czynnych i potencjalnych.

Mapa warstwy suchej, nazywana też mapą hydroizobat, przedstawia głębokość zwierciadła wody gruntowej najpłytszego poziomu wodonośnego.

Mapy, których podstawą podziału jest skala, możemy podzielić na mapy:

- | | | |
|---------------------|---------------|---------------------------|
| - ogólne | - 1 : 1000000 | i więcej niż 1 : 1000000, |
| - przeglądowe | - 1 : 500000 | do 100000, |
| - szczegółowe | - 1 : 50000 | do 10000 , |
| - plany geologiczne | - 1 : 5000 | i mniej. |

W praktyce inżynierskiej najczęściej stosowane są skale od 1 : 200000 do 1 : 1000, przy czym skale:

- a) 1 : 200000; 1 : 100000 i 1 : 50000 nazywane są małymi skalami,
- b) 1 : 25000 i 1 : 10000 nazywane są skalami średnimi,
- c) 1 : 5000 i 1 : 2000 i 1 : 1000 nazywane są skalami dużymi.

O wyborze skali decyduje:

- etap projektowania,
- charakter projektowanej budowli,
- złożoność warunków geologiczno-inżynierskich.

Z mapy geologicznej można odczytać rodzaj i wiek skał, ich rozprze-strzenienie oraz przypuszczalny sposób zalegania, właściwości skał i wód gruntowych, itp.

7.1.2. Czytanie mapy geologicznej

Czytanie mapy geologicznej przebiega według następującego schematu:

1. Odczytanie tytułu mapy.
2. Zapoznanie się z legendą i skalą mapy.
3. Odczytanie rzeźby terenu.
4. Znalezienie granic wydzieleń geologicznych.
5. Skorelowanie rzeźby terenu z kształtem i przebiegiem granic geologicznych (np. linie spągu lub stropu warstw).
6. Wyciąganie wniosków.

Przy posługiwaniu się mapą w terenie należy zorientować ją zgodnie z kierunkami geograficznymi i znaleźć topograficzne punkty odniesienia na mapie i w terenie.

7.1.2.1. Tytuł mapy

Tytuł mapy informuje o tym, jakie jest przeznaczenie mapy i lokalizacja terenu, którego mapa dotyczy.

7.1.2.2. Legenda

Legenda składa się ze znaków konwencjonalnych i ich słownego objaśnienia. Znakami konwencjonalnymi są: symbole, barwy, oznaczenia cyfrowe i literowe.

Spośród najważniejszych znaków konwencjonalnych należy wymienić barwy i szraflury (oznakowania graficzne) odpowiadające wydzieleniom geologicznym. Podstawowe znaki konwencjonalne przedstawia poniższe zestawienie (wg oprac. Geoprojektu).

Jeżeli w zasadniczym rodzaju gruntu występują domieszk i w podrzędnej ilości, które nie mają znaczenia w klasyfikacyjnym oznaczeniu gruntu, ale mogą mieć wpływ na właściwości danego gruntu, to zazna-

Podstawowe znaki konwencjonalne
(wg oprac. Geoprojektu)

Symbole geotechniczne gruntów wg normy
PN-74/B-02480

GRUNTY NASYPowe

NB nasyp budowlany C-gruz ceglany
NN nasyp niekontrolowany B-gruz betonowy
ZI-zuzel

GRUNTY ORGANICZNE RODZIMe

H grunt próchniczny $2\% < L_{om} < 5\%$
Nm namul $5\% < L_{om} < 30\%$
T torf $30\% < L_{om}$

GRUNTY MINERALNE RODZIMe (NIESKALISTE)

KW	wietrzelina	
KWg	wietrzelina gliniasta	kamieniste
KR	rumoż	
KRg	rumoż gliniasty	gruboziarniste
KOk	otoczaki, kamienie	
Zwr	zwir	drobnoziarniste, spoiłowe
Zwrg	zwir gliniasty	
Pog	pospółka	drobnoziarniste, spoiłowe
Pog	pospółka gliniasta	
Pr	piasek grubo	
Psr	piasek średni	
Psd	piasek drobny	
Pst	piasek pylasty	
Pg	piasek gliniasty	
Pp	pył piaszczysty	
Pp	pył	
Gp	głina piaszczysta	
Gg	głina	
Gp	głina pylasta	
Gpz	głina piaszczysta zwięzła	
Gz	głina zwięzła	
Gtz	głina pylasta zwięzła	
Ip	il piaszczysty	
I	il	
It	il pylasty	

GRUNTY SKALISTE

ST skała twarda
SM skała miękka

INNE GRUNTY NIETYPowe NIEOBJĘTE NORMA

kr kreda | młode osady
gy gytia | jeziorne
cb węgiel brunatny
ck węgiel kamienny
kp kreda piaszcząca
Gb gleba
CaCO₃ węgiel wapnia

ZNAKI DODATKowe DOTYCZA-Ce OPISU GRUNTów

+ domieszki
/ przewarstwienia (wkładki)
/ na pograniczu
() w nawiasie określenia uzupełniające dotyczące: składu nasypu, rodzaju gruntów organicznych, petrografii skal

4 numer wiercenia 3 | numer | wiercenia
527 rządu wiercenia | 527 rządu | archiwalne

OPRóBOWANIE WIERCENIA

próbka o naturalnym uziarnieniu (NU)
próbka o naturalnej strukturze (NNS)
próbka o naturalnej wilgotności (NW)
próbka wody gruntowej (WG)

OZNACZENIE WODY W

WIERCENIU

--- wyinterpretowany max poziom wody gruntowej (piezometryczny)
Z2 piezometryczny poziom wody (PPW) ustalony w czasie wiercenia i głębokość w m
Z4 nawierczony poziom wody gruntowej i głęb. w m
grunt nawodniony
grunty wilgotne w przewarstwieńiach nawodn. - grunty mokre
sączenie wody S - otwór suchy

OZNACZENIE RODZAJU BA-DAN I SONDOWAN

• penetrometr (łoczkowy) (PP)
• ścinarka obrotowa (TV)
• sonda cylindryczna (SPT)
• sonda ścinająca obrotowa (VT)
• badania presjometrem (P)
• rodzaj sondowania i stręła przebadana sondą:
ZW - udarowa-obrotowa
SL - lekką wbijana
SW - wciśniona
SC - ciężką wbijana
ST - wkręcana

OZNACZENIE STANU GRUNTU

Io = 0,5 - stopień zagęszczenia
Il = 0,20 - plastyczności

INNE OZNACZENIA

II nr warstwy geotechnicznej
VIII rzut projektowanego obiektu na przekrój z numerem (nazwą) obiektu i ilością kondygnacji projektowany poziom posadawienia
~ podstawowe granice litologiczno-stratygraficzne
--- granica warstwy geotechnicznej
N - S - kierunek przekroju geotechnicznego

osona jest domieszka na drugim miejscu w zapisie skrótowym i poprzedzona znakiem +, np. piasek pylasty z pojedynczymi ziarnami frakcji żwirowej zapisujemy jako $P_{\Sigma} (+\dot{z})$.

Jeżeli w obrębie grubej warstwy gruntu jednorodnego w sensie klasyfikacyjnym występują cienkie wkładki innego gruntu, tzw. przewarstwienia, to przewarstwienia te zapisywane są na drugim miejscu w oznaczeniu literowym i poprzedzone dwoma równoległymi kreskami pionowymi. Na przykład glina piaszczysta z przewarstwieniami żwiru $G_p \text{ II } \dot{z}$.








Do oznaczenia mułków stosuje się literę M, obok której w nawiasie podawany jest symbol wynikający z uziarnienia gruntu, na przykład $M(G_{pE})$ - muł uformowany z frakcji odpowiadającej glinie piaszczystej związanej.









Przy opisywaniu gruntów makroporowatych oprócz nazwy wynikającej z uziarnienia gruntu podawany jest symbol (makr), na przykład κ_p (makr) - pył piaszczysty makroporowaty.

Grunty próchnicze opisywane są tak jak mineralne, z tym że dodaje się symbol h (humus), na przykład P_{gh} - piasek średnioziarnisty próchniczny.

Grunty nasypowe oznaczają się symbolem N, na przykład $N[\kappa h + P_{\Sigma} \text{ II } G_p]$ - nasyp uformowany z pyłu próchniczego z domieszką piasku gruboziarnistego i z przewarstwieniami gliny piaszczystej.

Inne znaki konwencjonalne

-  - 1 - obrys budynków istniejących,
-  - 2 - obrys budynków projektowanych,
-  - 3 - otwór wiertniczy, jego numer (21) i rzędna (75,8),
-  - 4 - sonda (dynamiczna, statyczna itp.), jej numer (5) i rzędna (78,9),
-  - 5 - dół próbny lub odkrywka fundamentu, numer (2) i rzędna (77,6),
-  - 6 - otwór badawczy w dnie wykopu (kombinowany),
-  - 7 - sonda w dole próbnym,

-  - 8 - linia przekroju geologicznego i jego numer (II),
 - 9 - studnia, jej numer (1s) i rzędna (73,5),
 - 10 - usypisko, hałda,
 - 11 - głazy narzutowe (eratyki),
 - 12 - piaski wydmowe,
 - 13 - tereny bagniste,
 - 14 - wysięki wód gruntowych,
 - 15 - obsuwające się zbocze.

7.1.2.3. Odczytywanie rzeźby terenu

Mapy geologiczne z reguły wykonywane są na podkładzie topograficznym, w związku z tym odczytywanie rzeźby terenu (geomorfologii) polega na zapoznaniu się z przebiegiem i wartościami poziomicy oraz z występowaniem wód powierzchniowych.

7.1.2.4. Granice wydziałów geologicznych

Granicami wydziałów geologicznych na mapie są powierzchnie ograniczające daną formę występowania skał w terenie oraz powierzchnie uskoków. Na mapie są to linie proste lub krzywe stanowiące ślad przecięcia powierzchni granicznej z powierzchnią terenu. Pole zawarte między granicami wydziałów może być oznaczone szrafurą albo kolorem odpowiednio do rodzaju skał lub ich wieku. Niektóre mapy geologiczne nie zawierają kolorów ani szrafury. Pola wydziałów oznaczone są symbolami literowymi lub literowymi i cyfrowymi.

Są też mapy geologiczne, na których pominięto rzeźbę terenu. W tym przypadku, orientację w rzeźbie terenu ułatwiają zaznaczone pojedyncze punkty topograficzne.

W obu przypadkach na mapie zaznacza się symbolami biegi i upady powierzchni granicznych z tym, że na mapie z poziomcami ich obecność nie jest niezbędna, a na mapie bez rzeźby jest potrzebna.

7.1.2.5. Korelacja między rzeźbą terenu a kształtem i przebiegiem granic geologicznych

Korelacja między rzeźbą terenu a kształtem i przebiegiem granic geologicznych służy do odtworzenia form geologicznych, ich orientacji przestrzennej, a częściowo i do odtworzenia następstwa procesów geologicznych. Do tego celu wykorzystywane są podstawowe zasady geometrii.

Obraz form geologicznych odtwarzany z mapy na podstawie związków geometrycznych między elementami strukturalnymi i powierzchnią terenu, nazywa się obrazem intersekcyjnym.

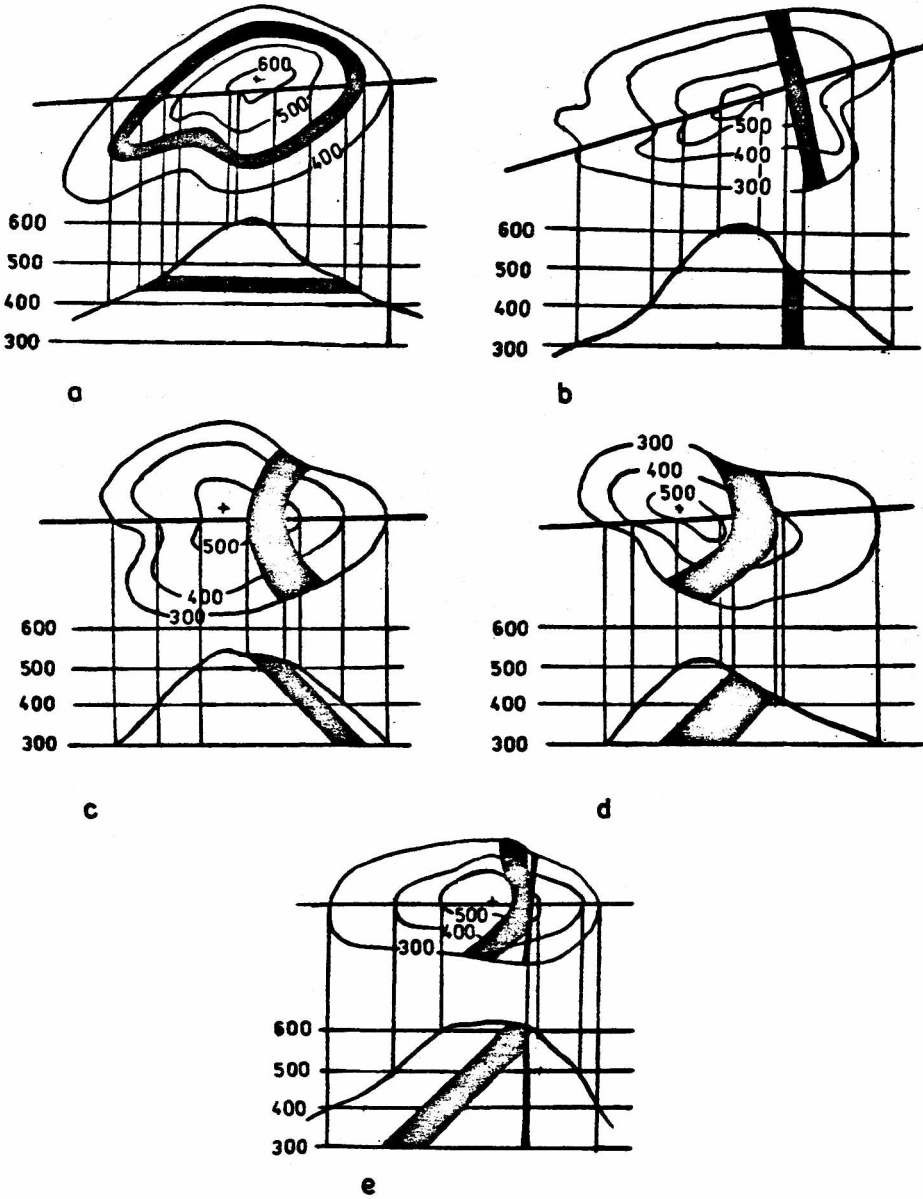
Bardzo pomocne w odtwarzaniu budowy geologicznej z mapy są przekroje geologiczne. Przekrój geologiczny jest odwzorowaniem budowy geologicznej, rzutowanym w skali na płaszczyznę pionową, usytuowaną wzdłuż założonej linii przekroju. Przez porównanie przebiegu i kształtu granic geologicznych z przebiegiem i kształtem poziomicy można ustalić z jaką formą geologiczną mamy do czynienia i jak ona jest zorientowana w przestrzeni. Poniżej przedstawiono kilka charakterystycznych sytuacji intersekcyjnych:

1. Forma geologiczna ograniczona jest dwiema liniami granicznymi, równoległymi do poziomicy (rys.69a).
2. Forma geologiczna ograniczona jest dwiema liniami granicznymi, prostymi i równoległymi względem siebie (rys.69b).
3. Forma geologiczna ograniczona jest dwiema krzywymi liniami granicznymi, które nie muszą być równoległe, a ich przebieg zależy od rzeźby terenu (rys.69c,d).
4. Linia graniczna występuje pojedynczo - uskok. Jej orientację i przebieg odczytuje się podobnie jak w punktach 1-3 (rys.69e).

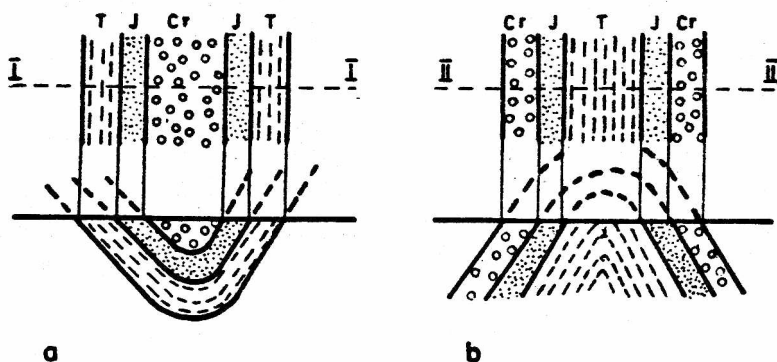
Wiele daje się również odczytać z następstwa (sąsiedztwa) wiekowego skał na mapie. Za przykład niech posłuży rys.70a i b.

7.1.2.6. Wnioski

Wnioski jakie wyciągamy na podstawie interpretacji mapy geologicznej powinny być dostosowane do celów, którym wnioskowanie ma służyć. W pewnych przypadkach celem jest jedynie odtworzenie budowy geologicznej terenu, w innych wybór odpowiedniego terenu pod obiekt budowlany. Zarówno w jednym jak i w drugim przypadku wnioskowanie jest inne, ale zawsze oparte na znajomości form zalegania skał, ich przestrzennej orientacji i właściwości.



Rys.69. Charakterystyczne sytuacje intersekcyjne, a - warstwa pozioma, b - warstwa pionowa, c i d - warstwy nachylone, e - powierzchnia uskoku



Rys.70. Sposoby zalegania warstw odczytywane z mapy na podstawie wieku sąsiadujących skał: a - synklina, b - antyklina, Cr - kreda, J - jura, T - trias

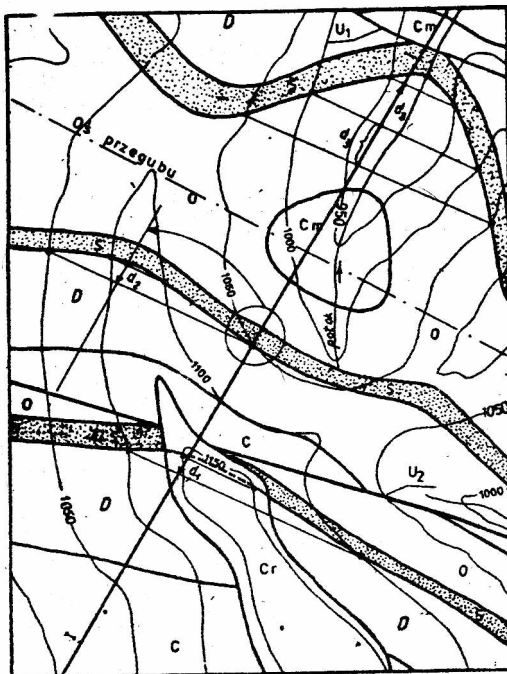
7.2. Przekrój geologiczny z mapy

7.2.1. Wprowadzenie

Jak już wspomniano, na podstawie mapy geologicznej można dokonać ogólnej oceny budowy geologicznej interesującego nas terenu. Bardziej poglądowych informacji o budowie dostarczają jednak pomocnicze konstrukcje geometryczne, do których należy przekrój geologiczny.

Z mapy (rys.71) można odczytać, że:

- badany teren zbudowany jest ze skał osadzających się od kambru do kredy,
- skały są wykształcone w formie warstw sfałdowanych, z antyklina w części północnej (wychodnie skał najstarszych otoczone są skałami coraz to młodszymi),

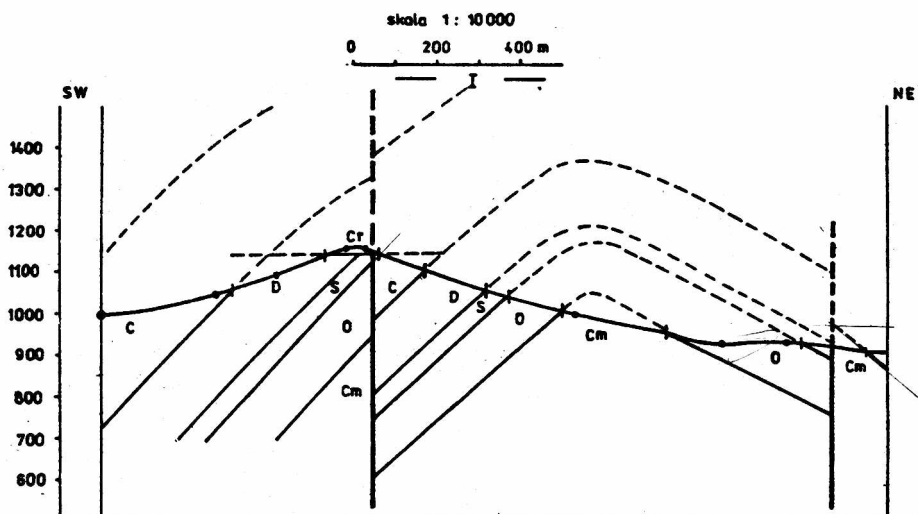


Rys.71. Mapa geologiczna. Skala 1:10000. Oznaczenia: I-I linia przekroju, Cm - kambr, O - ordovik, S - sylur, D - dewon, C - karbon, Cr - kreda, U₁ i U₂ - uskoki, d - moduł intersekcji

- serie skalne przecinają dwa uskoki o przebiegu WNW-ESE,
- uskoki powstały po karbonie, ale przed kredą, ponieważ osady kredy przykrywają warstwy starsze i powierzchnię uskoku,
- po karbonie istniała silna erozja, nastąpiło ścięcie warstw starszych, a na nich osadziły się utwory kredy, do dziś nie zdeformowane (poziome),
- po kredzie nastąpiła intensywne erozja, dzięki czemu osady kredy dziś pozostały już tylko w formie płatów na wzniesieniach (brak stropu kredy, znany jest tylko spąg).

Z przekroju geologicznego można dowiedzieć się dodatkowo jaki jest kąt i kierunek nachylenia warstw wzdłuż danej linii przekroju, jaka jest miąższość pozorna i rzeczywista warstw.

Kąt upadu i kierunek upadu dla danej warstwy zmieniają się na przekrojach w zależności od ustawienia linii przekroju względem biegu. Rzeczywisty, a zarazem maksymalny kąt upadu warstwy uzyskuje się na przekroju poprowadzonym prostopadłe do biegu, czyli "po upadzie". Na wszystkich innych przekrojach kąty nachylenia są mniejsze od rzeczywistego kąta upadu, aż do 0° dla przekroju równoległego do biegu. Również kierunki upadu warstw są prawdziwe (choć nie rzeczywiste), ale tylko dla danego przekroju. Rzeczywisty kierunek upadu warstwy (azymut upadu) jest tylko jeden.



Rys.72. Przekrój geologiczny z mapy (patrz. rys.71)

7.2.2. Wykonywanie przekroju z mapy

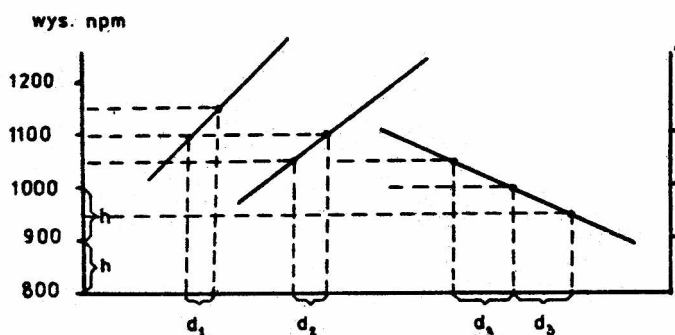
Założenia:

1. Warstwy są równoległe do siebie,
2. Warstwy mają stałą miąższość.

Czynności:

1. Zapoznajemy się z mapą geologiczną (por. rozdz. "czytanie mapy geol").
2. Przygotowujemy papier milimetrowy i przybory kreślarskie (ołówki, cyrkiel, linijka, gumka).
3. Rysujemy układ współrzędnych. Przyjmujemy skalę mapy w pionie i w poziomie jednakową i rysujemy na papierze milimetrowym układ współrzędnych. Na osi rzędnych zaznacza się wysokość względem poziomu morza (n_{pm}), na osi odciętych - długość przekroju. Zakres (przedział) wysokości, który odczytamy z mapy (z poziomio), uzupełniamy w dół i w górę tak, aby średnia wysokość z mapy znalazła się w połowie wysokości rysunku.
4. Po prawej stronie osi rzędnych, w odległości 1 cm rysujemy linię równoległą. Jest to początek przekroju. Od tej linii odmierzymy w prawo długość linii przekroju (z mapy) i rysujemy linię pionową, która kończy przekrój.
5. Rysujemy przekrój geomorfologiczny terenu. Robi się to w ten sposób, że punkty przecięcia się linii przekroju z poziomica zaznaczamy na papierze kropką, na wysokości odpowiadającej danej poziomicy. W razie potrzeby, przy rzadszym rozstawieniu poziomicy, można poprowadzić poziomice dodatkowe, tzw. poziomice połówkowe lub ćwiartkowe. Naniesione punkty łączymy linią ciągłą, odręczną, starając się zachować charakter krzywizny zgodny z mapą i stylem rzeźby terenu.
6. Na przekrój geomorfologiczny nanosimy sytuację geologiczną. W pierwszej kolejności zaznaczamy wychodnie warstw na powierzchni terenu. Uzyskuje się to przez rzutowanie na profil geomorfologiczny miejsc przecięcia się granic wydzielen geologicznych z linią przekroju. Między zaznaczonymi na profilu granicami, poniżej linii profilu, wpisujemy odpowiednie symbole warstw.
7. Wyznaczamy kąty nachylenia powierzchni granicznych (strop, spąg, powierzchnia uskoku) i kierunku upadu. W tym celu wykonuje się konstrukcje dodatkowe. Najpierw na mapie staramy się wyznaczyć w przybliżeniu przebieg osi przegubów fałdu, o ile taki istnieje. Następnie wyznaczamy kąty i kierunki upadu skrzydeł fałdu (z jednej i z drugiej strony osi) z konstrukcji, którą przeprowadzamy w następujący sposób. Wybieramy jedną z powierzchni granicznych (strop lub spąg) dowolnej warstwy. Inne, przyległe warstwy zapadają identycznie, ponieważ są równoległe (z założenia). Punkty, w których dana powierzchnia graniczna przecina jedno-

imienną poziomice łączymy linią prostą. Analogicznie łączymy punkty na przecięciu tej powierzchni z innymi poziomiami. Dzięki temu dostajemy dwie i więcej prostych równoległych, równo oddalonych od siebie. Odległość między prostymi, mierzona po linii przekroju, jest cechą charakterystyczną i nazywa się modułem intersekcyjnym (d). Dla przekrojów ustawionych pod innym kątem niż 90° (100°) w stosunku do wykreślonych prostych, moduł jest modułem pozornym. Uzyskane proste nazywają się liniami strukturalnymi i są zgodne z biegiem warstw. Jeżeli w obrębie linii przekroju nie jesteśmy w stanie przeprowadzić opisanej wyżej konstrukcji, można ją wykonać dla obszaru sąsiedniego (w tej samej strefie fałdu), na którym są odpowiednie do tego celu warunki. Tam rysujemy linię równoległą do linii przekroju i dalej postępujemy według znanej już zasady. Uzyskany moduł uznajemy za miarodajny dla badanej powierzchni granicznej na linii przekroju (rys.72). Oznaczamy kierunek upadu warstw.



Rys.73. Wyznaczanie kąta nachylenia warstwy sposobem graficznym, d_1, d_2, d_3 - moduły intersekcyjne z mapy. Współrzędne początku i końca modułu odpowiadają wartościom linii strukturalnych, które moduł ten wyznaczają: h - wysokość cięcia poziomcowego w skali mapy

Każda linia strukturalna przybiera taką wartość nominalną jaką ma poziomica przez nią połączona. Jeżeli się zna wartości linii strukturalnych, to łatwo można oznaczyć kierunek nachylenia, który jest zgodny z kierunkiem zmniejszania się wartości linii strukturalnych (rys.71). Oznaczamy kąt nachylenia (upadu) powierzchni granicznych. Kąt nachylenia powierzchni granicznych możemy obliczyć ze wzoru:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{d},$$

w którym: α - kąt nachylenia warstwy (liczony od poziomu w dół do pionu)

h - wysokość cięcia poziomicowego (w skali mapy)

d - moduł (w skali mapy).

Do celów praktycznych kąt nachylenia wygodniej jest wyznaczyć graficznie, tak jak to pokazano na rys.73.

8. Odtwarzamy budowę geologiczną.

- a) na przekrój, w odpowiednim miejscu, wrysowujemy powierzchnie uskoków,
- b) wyznaczone przez powierzchnie graniczne warstwy łączymy przy zachowaniu zasady stałej miąższości dla danej warstwy (z założenia), granice warstw doprowadzamy do uskoku, poniżej powierzchni terenu granice warstw i uskoku znaczymy linią ciągłą, powyżej - linią przerywaną (rys.72).

Warstwy poniżej powierzchni terenu kolorujemy lub szrafujemy, natomiast warstwy powyżej terenu pozostawimy czyste. Przy dokonywaniu połączeń warstw należy na bieżąco korelować przekrój z sytuacją przedstawioną na mapie (rys.71,72).

UWAGA: Zachowując na przekrojach skalę mapy, jednakową w pionie i w poziomie, ustrzeżemy się powstania zniekształceń obrazu form przestrzennego zalegania skał. Kąty nachylenia, miąższość itp. będą odpowiadać rzeczywistości przedstawionej na mapie.

9. Załączamy legendę (objaśnienia).

Przekroje przewyższone

Czasami dla wypuklenia przestrzennego charakteru zalegania skał, gdy na przykład skala mapy jest zbyt mała lub gdy warstwy mają małą miąższość, wykonuje się przekroje przewyższone, których skala pionowa jest większa od skali poziomej, np. skala pozioma wynosi 1:500, a skala pionowa 1:100. Dla tych przekrojów należy zawsze podawać skalę poziomą i skalę pionową.

7.2.3. Analiza przekrojów geologicznych

Przekroje geologiczne służą do przedstawienia budowy geologicznej terenu wzdłuż określonej linii przekroju. Interpretując przedstawiony na przekrojach obraz można wyciągnąć dalsze wnioski dotyczące genezy i historii zjawisk. Należy przy tym pamiętać, że wszelkie wnioski muszą być oparte na określonych przesłankach; każde twierdzenie musi mieć swój dowód, każde przypuszczenie - podstawy prawdopodobieństwa [2]. W analizie przekrojów geologicznych zwraca się uwagę na:

- a) rzeźbę terenu,
- b) rodzaje skał,

- c) formy przestrzennego zalegania,
- d) miąższości,
- e) wiek skał,
- f) opis i następstwo historyczne procesów geologicznych,
- g) prognozy inżynierskie.

7.3. Profil geologiczny

Profil geologiczny jest to graficzne przedstawienie sytuacji geologicznej, dla jednego miejsca w terenie, w pewnym zakresie głębokości. Wykonuje się go na podstawie wyników wierceń lub wyników innych wyrobisk geologicznych i uzupełnia niezbędnymi symbolami. W profilu geologicznym obowiązuje tylko jedna skala, skala pionowa.

Sporządzanie profilu:

1. Przygotowujemy arkusz papieru milimetrowego.
2. U góry arkusza piszemy nazwę profilu, np. Profil geologiczny otworu wiertniczego nr 2, a poniżej umieszczamy skalę, np. 1:100.
3. Pod oznaczeniem skali (ok. 4 cm) rysujemy cienką linią prostokąt o szerokości 3 cm. Wysokość prostokąta odpowiada w skali głębokości otworu wiertniczego.
4. Nad prostokątem piszemy numer otworu, którego profil jest wykonywany i jego rzędną. Np. $\frac{3}{128,60}$.
5. Liniami poziomymi znaczymy granice warstw. Warstwy kolorujemy lub pokrywamy szrafurą i opisujemy symbolami.
6. W obrębie warstw znaczymy: miejsca i rodzaje pobranych próbek do badań, poziomy nawierconej i ustabilizowanej wody gruntowej, wyniki badań makroskopowych.
7. Na karcie z profilem, w lewym dolnym rogu, umieszczamy informację przez kogo profil został wykonany i kiedy, kto sprawdzał i kiedy.
8. Do profilu dołączamy legendę, najlepiej w formie słownego opisu przewiercanych warstw po prawej stronie kolumny.

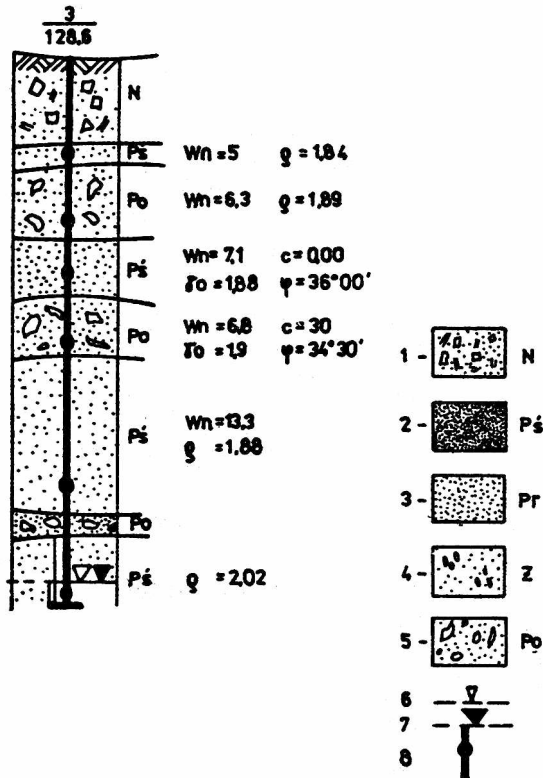
Przykład profilu geologicznego przedstawiono na rys.74. Bardzo praktyczne, zwłaszcza do pracy w terenie, są gotowe formularze do wykonywania profilu wraz z objaśnieniami, takie jak np. na rys.75a,b.

7.4. Przekrój geologiczno-inżynierski lub geotechniczny

Przekrój geologiczno-inżynierski lub geotechniczny podobny jest do przekroju geologicznego zrobionego na podstawie mapy, z tą różnicą, że wykonywany jest na podstawie danych z wierceń, a w obrębie wydzieleń geologicznych podaje się niezbędne dla celów inżynierskich informacje o właściwościach skał (gruntów). Przekroje te z reguły są przekrojami przewyższonymi (rys.76).

PROFIL GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKI

skala 1:100



Rys.74. Profil geologiczno-inżynierski: 1 - utwory humusowe i nasypy niekontrolowane, 2 - piaski średnioziarniste, 3 - piaski gruboziarniste, 4 - żwir, 5 - pospółka, 6 - zwierciadło wody nawierconej, 7 - zwierciadło wody ustabilizowanej, 8 - próbka gruntu o naturalnej wilgotności, ρ - gęstość objętościowa w g/cm^3 , c - kohezja w kN/m^2 , ϕ - kąt tarcia wewnętrzny, w_a - wilgotność naturalna w %

Sporządzanie przekroju geologiczno-inżynierskiego:

1. U góry papieru milimetrowego piszemy nazwę przekroju i jego numer oraz skalę, np. Przekrój geologiczno-inżynierski, pod napisem umieszczamy numer II, a poniżej:

skala pozioma 1:500

lub 1: $\frac{500}{100}$

skala pionowa 1:100

0

Profil analityczny otworu Nr

Skala Obiekt:

Rzędna niwel. Nr zlecenia

Pobrano próby o struk. naruszonej do słozi do skrzynek nienaruszonej wody

	Poziom wo- dy gruntowej	Wilgotność	Konsystencja gruntu	Ilość wałeczkowań	Rurowanie i zamykanie wody	Pobieranie prób	Profil litologiczny	Przelot warstw	Literowe oznaczenia litologiczne	Opis przewierconej warstwy	
1	2	2a	3	3a	4	5	6	7	8	9	10
							0				
							1				
							2				
							3				
							4				
							5				
							6				
							7				
							8				
							9				
							10				
							11				
							12				
							13				
							14				
							15				
							16				
							17				
							18				
							19				
							20				
							21				

Opracował: Wykreślił: Sprawdził:

Data: Data: Data:

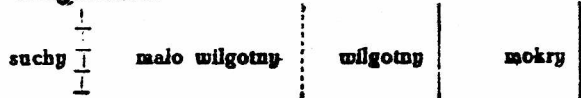
b

Objaśnienia do profilu analitycznego

Rubr. 2 - Woda gruntowa



Rubr. 2a - Wilgotność



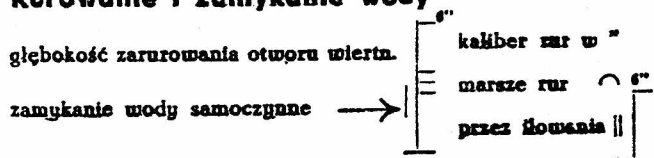
Rubr. 3 - Stan i konsystencja gruntu

zwały \odot półzwały twardoplastyczny •
 plastyczny \oplus miękoplastyczny \ominus płynny \bullet
 luźny \cdot średnio zagęszczony \odot zagęszczony \oplus

Rubr. 3a - Oznaczenie cyfrowe konsystencji (ilość wałkowań)

Cyfra oznacza ilość wałkowań do chwili pęknięcia wałka o średnicy 3 mm.

Rubr. 4 - Rurowanie i zamykanie wody



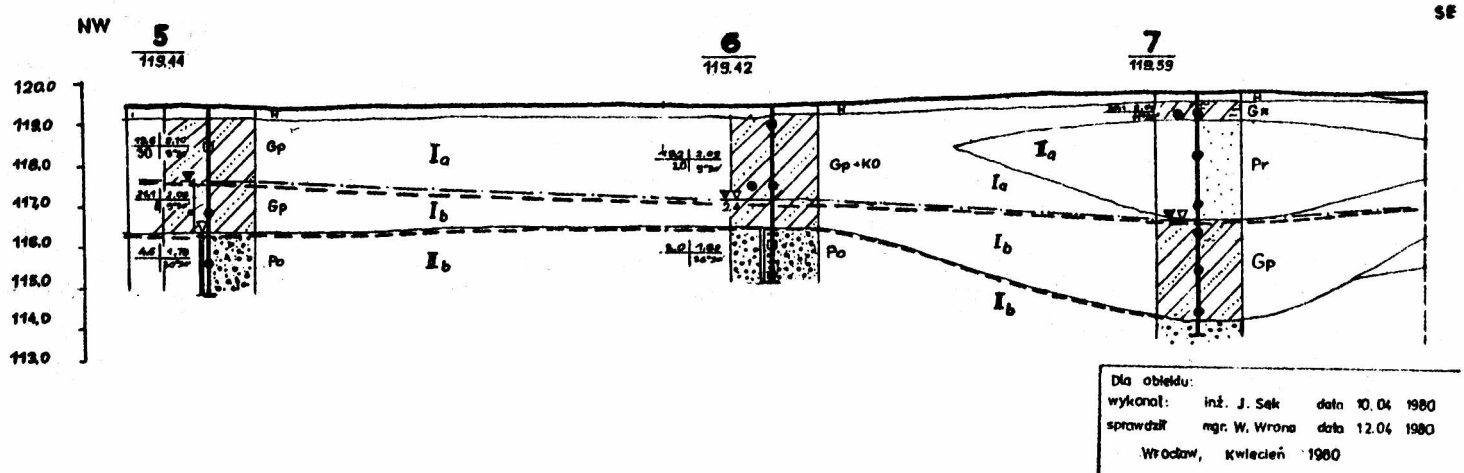
Rubr. 5 - Pobieranie prób gruntu i wody

o strukturze nienaruszonej (w cylindrach) \square
 o strukturze naruszonej (w słojach) \circ
 do skrzynek $+$
 próba wody do analizy chemicznej ∇

Rys. 75a - formularz do wykonywania geologicznego profilu analitycznego, b - objaśnienia do profilu analitycznego

PRZEKRÓJ GEOLÓGICZNO-INŻYNIERSKI
II

skala 1: $\frac{250}{100}$



1 aut 1020

1 0:50

Rys.76. Przekrój geologiczno-inżynierski: Ia, Ib, IIa, IIb, - numery pakietów (warstw) geotechnicznych. Inne oznaczenia - we wcześniejszym zestawieniu znaków konwencjonalnych

2. 1,5 cm w prawo od skali rysujemy cienką, pionową linię przerywaną. Będzie to początek przekroju.

3. Poczynając od linii początkowej w prawo, rysujemy zgeneralizowany profil morfologiczny. Posługujemy się mapą lub planem sytuacyjno-wysokościowym z zaznaczoną linią przekroju. Początek i koniec profilu powinien sięgać poza skrajne otwory, na przekroju od 2 do 2,5 cm.

4. W odpowiednich miejscach profilu geomorfologicznego zaznaczamy punkty, skąd będą prowadzone w dół linie otworów.

5. Nad zaznaczonymi punktami wpisujemy numer i rzędną otworu, np.

$$\frac{6}{221,80} \quad - \quad \frac{\text{numer otworu}}{\text{rzędna (wys. nad poziom morza)}}$$

6. Przy zachowaniu skali pionowej rysujemy pionową linię otworu (gruba linia) zakończoną poziomą kreską długości 4 mm.

7. Na linii otworu zaznaczamy poziomą kreskę (mierząc od powierzchni terenu) granice warstw oraz nawiercone poziomy wody gruntowej. Niezależnie od tego na linii otworu zaznaczamy odpowiednim znakiem miejsce i rodzaj pobranej próbki gruntu lub wody do badań.

8. Poza linią otworu zaznaczamy symbolem: rodzaj gruntu (z prawej strony otworu), wiek i pochodzenie gruntu, uogólnione cechy fizykomechaniczne, stan gruntu z badań makroskopowych, ustabilizowany poziom wody gruntowej, zawilgocenie itp.

9. Rysujemy granice warstw, pakietów geotechnicznych, poziom ustabilizowany wody gruntowej. Linie: granice warstw - cienka, granice pakietów - grubsza przerywana (ale cieńsza od linii otworu), poziomy wód - jak dla pakietów, ale przerywana z kropką.

10. Jeżeli w otworze nie było wody, pod kreską ograniczającą otwór od dołu piszemy S (suchy).

11. Warstwy koloryzujemy i szrafujemy. Należy koloryzować całe warstwy, szrafurę można ograniczyć tylko do paska wokół otworu, tak jak w profilach.

12. Ograniczenie przekroju z prawej strony znaczymy pionową linią przerywaną.

13. W prawym dolnym rogu piszemy gdzie i kiedy przekrój wykonano, kto sprawdził i daty.

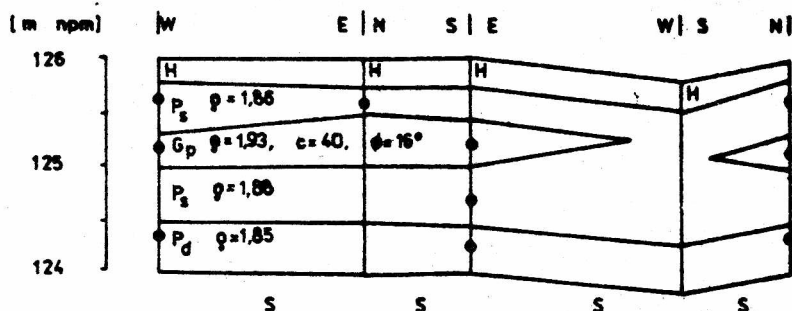
14. Do przekroju dołączamy legendę.

Najczęściej używane symbole zawarte są w zestawieniu (p.8.1).

7.5. Profile wkopów

W niektórych sytuacjach terenowych wykonuje się wkopy badawcze do niedużych głębokości (2-3 m). Na podstawie tych wkopów uzyskuje się dane o rodzaju gruntu lub głębokości posadowienia i rodzaju starych fun-

damentów. Wyniki badań przedstawia się w formie opracowania tekstowego i graficznego. Graficznym opracowaniem jest profil wkopu. Wykonuje się go podobnie jak przekrój geologiczno-inżynierski. Obejmuje on wszystkie ściany wkopu. Ściany rozwijamy na profilu i oznaczamy je odpowiednio przy krawędziach kierunkami geograficznymi (rys.77).



Rys.77. Profil wkopu. Skala 1:50; W, E, N, S - kierunki geograficzne

8. DOKUMENTACJA GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKA

8.1. Wprowadzenie

Prace geologiczno-inżynierskie są celową i ekonomicznie uzasadnioną działalnością gospodarczą, której wyniki powinny być wykorzystane we właściwy sposób. W zależności od celu, jakiemu prace geologiczno-inżynierskie mają służyć, różna jest forma przedstawiania wyników. Czasami wystarczającym opracowaniem końcowym jest mapa geologiczna, innym razem przekrój lub profil geologiczny, ale najbardziej wyczerpującą formą opracowania końcowego jest pełna dokumentacja geologiczno-inżynierska.

Pełna dokumentacja geologiczno-inżynierska jest zbiorem dokumentów zawierających wyniki badań i robót geologicznych, zinterpretowanych pod kątem założonego celu. W myśl prawa geologicznego, przez dokumentację geologiczno-inżynierską należy rozumieć końcowe graficzne i opisowe przedstawienie wyników badań geologicznych i związanych z nimi robót wraz z ich interpretacją i oceną uwzględniającą cel przeprowadzonych robót i badań.

8.2. Zasady sporządzania dokumentacji geologiczno-inżynierskiej

Dokumentacja geologiczno-inżynierska powinna składać się, zgodnie z Instrukcją Prezesa Centralnego Urzędu Geologii z dn. 14.06.1971r., z części I zawierającej opracowanie tekstowe i części II zawierającej opracowanie graficzne i zestawienia tabelaryczne. Całość powinna być oprawiona w sztywną okładkę.

8.2.1. Układ dokumentacji pełnej

Okładka

Na zewnętrznej, tytułowej stronie okładki należy zamieścić metryczkę zawierającą:

- tytuł dokumentacji,
- rodzaj i lokalizację budowy,
- dane o wykonawcy (nazwa, siedziba),
- miejsce i datę sporządzenia dokumentacji.

Część I

1. Karta tytułowa, w której podaje się:

- nazwę i adres przedsiębiorstwa wykonującego dokumentację,
- tytuł dokumentacji,
- rodzaj i adres budowy,
- dane o osobach dokumentujących i weryfikujących (nazwiska, uprawnienia) oraz podpisy tych osób,
- nazwisko i podpis dyrektora przedsiębiorstwa,
- miejsce i datę sporządzenia dokumentacji.

2. Tekst.

3. Wymagania techniczno-budowlane do projektu geologicznego oraz opinia o przydatności dokumentacji.

4. Spis załączników zawartych w części II.

5. Spis literatury wykorzystywanej.

6. Spis rzeczy z podaniem rozdziałów i numerów stron.

Tekst powinien zawierać:

1. Informacje ogólne obejmujące:

- a) nazwę organu, który zatwierdził projekt geologiczny,
- b) planowany i wykonany zakres badań,
- c) nazwę inwestora,

2. Charakterystykę terenu badań, obejmującą:

- a) przebieg badań,
- b) geomorfologię terenu,
- c) dane z wizji lokalnej,
- d) charakter techniczny projektowanego obiektu,

- e) inne zagadnienia ogólnotechniczne mające znaczenie dla oceny warunków geologiczno-inżynierskich podłoża budowlanego.

3. Opis budowy geologicznej z uwzględnieniem:

- a) rodzaju skał,
- b) form przestrzennego zalegania,
- c) zmienności,
- d) wieku skał,
- e) charakterystyki ważnych zjawisk tektonicznych.

4. Opis warunków hydrogeologicznych:

- a) charakterystyka poziomów wodonosnych z uwzględnieniem wahań zwierciadła wody gruntowej i jej agresywności,
- b) określenie jakości wód gruntowych i sposobu jej użytkowania,
- c) inne dane specjalne.

Odpowiednie załączniki powinny się znaleźć w części II dokumentacji.

5. Opis zjawisk i procesów geodynamicznych uwzględniający rejestrację istniejących na terenie badań i w jego sąsiedztwie zjawisk geodynamicznych (osuwisk, obrywów, krasu, sufozji i in.) oraz analizę procesów wywołujących te zjawiska i ocenę ich znaczenia dla projektowanej inwestycji.

6. Opis warunków geologiczno-inżynierskich uwzględniający:

- a) geologiczno-inżynierską ocenę wydzielonych zespołów litologiczno-facjalnych (rodzaju skał i form przestrzennego ich występowania) wraz z oceną fizykomechanicznych własności tych zespołów,
- b) w miarę potrzeby geologiczno-inżynierską ocenę tektoniki terenu,
- c) rejonizację geologiczno-inżynierską badanego terenu pod kątem jego przydatności do projektowania i realizacji,
- d) prognozę zmian warunków geologiczno-inżynierskich w czasie wykonywania i eksploatacji inwestycji budowlanej oraz charakterystykę geologiczno-inżynierską wydzielonych regionów.

7. Omówienie występowania i zasobów złóż surowców, jeżeli mają one być wykorzystane przy realizacji zadania inwestycyjnego.

8. Wnioski wynikające z ustalenia warunków geologiczno-inżynierskich uwzględniających:

- a) syntezę wyników badań,
- b) ocenę uzyskanych wyników badań i zastosowanych metod badawczych,
- c) prognozę zmian warunków geologiczno-inżynierskich, jakie mogą wystąpić na badanym terenie podczas realizacji i eksploatacji obiektów.

Część II powinna, w zależności od potrzeb, zawierać:

1. Mapę geologiczno-inżynierską terenu.
2. Profile geologiczno-inżynierskie wyrobisk.
3. Przekroje geologiczno-inżynierskie.
4. Tabelaryczne zestawienie własności fizykomechanicznych gruntów oraz fizykochemicznych wody gruntowej.

Załączniki graficzne i tabele powinny być złożone według formatu A-4 i zamieszczone luzem.

8.2.2. Dokumentacja uproszczona

Jeżeli dla projektowanych obiektów budowlanych spełnione są warunki:

- jednostkowe obciążenie zastępcze odniesienia do całej powierzchni obiektu nie przekracza 10 T/m^2 , tj. 100 kN/m^2 ,
- głębokość posadowienia jest nie większa niż 3,0 m poniżej naturalnej powierzchni terenu,
- lokalizacja znajduje się na obszarach nie objętych procesami geodynamicznymi,

to sporządza się tzw. dokumentację geologiczno-inżynierską uproszczoną, w której podstawową część stanowią załączniki graficzne. Załączniki graficzne oraz krótki tekst mają dostarczyć syntetycznych informacji niezbędnych do projektowania obiektu budowlanego z eliminowaniem danych ogólnych.

8.2.3. Techniczne badania podłoża gruntowego

Dla obiektów, które nie wymagają sporządzenia dokumentacji geologicznej (p. 9) wykonuje się t e c h n i c z n e b a d a n i a p o d ł o ż a g r u n t o w e g o. Pod pojęciem tym rozumie się punktowe badania fizykomechanicznych właściwości gruntów, niezbędne dla potrzeb projektowania obiektu budowlanego.

Zakres i rodzaj technicznych badań podłoża gruntowego ustala jednostka projektowania na podstawie norm, wytycznych i instrukcji oraz innych przepisów dotyczących projektowania i obliczeń statycznych, w dostosowaniu do obiektu budowlanego stanowiącego przedmiot inwestycji i przewidywanych warunków geologicznych.

Zgodnie z Zarządzeniem nr 40 Prezesa CUG z dn. 11 XI 1970r., dokumentację geologiczną zawierającą ustalenie przydatności gruntów przyjmuje inwestor po uprzednim zaopiniowaniu merytorycznym przez organ, który zatwierdził projekt badań geologicznych. Dokumentację geologiczną przekłada do zaopiniowania inwestor lub uprawniona przez niego jednostka projektowa, bądź jednostka wykonująca dokumentację geologiczną.

Dokumentacje geologiczno-inżynierskie po upływie pięciu lat od ich wykonania należy uaktualnić.

9. WYKORZYSTANIE WYNIKÓW PRAC GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKICH

Realizacja poważniejszych przedsięwzięć budowlanych, zgodnie z Prawem Budowlanym, musi być poprzedzona badaniami geologiczno-inżynierskimi, dzięki którym uzyskuje się:

1. Rozpoznanie:

- a) budowy geologicznej podłoża budowlanego i występujących w tym podłożu warunków hydrogeologicznych,
- b) procesów geologicznych zachodzących w podłożu lub jego otoczeniu,
- c) cech fizycznych, chemicznych i mechanicznych gruntów, stopnia agresywności wód występujących w podłożu oraz innych własności tych gruntów, które mogą mieć wpływ na sposób posadowienia oraz na warunki wykonania i eksploatacji obiektów budowlanych.

2. Określenie zmienności i zasięgu procesów i zjawisk wymienionych w p.1, jak również określenie przewidywanych wahań zwierciadła wód podziemnych występujących w podłożu oraz ewentualnych wniosków i zaleceń dotyczących dalszych badań lub obserwacji podłoża (M.P. nr 42/70, p.3.2.2.).

3. Określenie perspektyw występowania i eksploatacji złóż kruszyw naturalnych.

Wśród wielu obiektów budowlanych są takie, dla których na etapie projektowania wymagane jest ustalenie przydatności gruntów do potrzeb projektowania i realizacji tych obiektów.

Tymi obiektami są:

1. Obiekty budowlane zlokalizowane w strefach brzeżnych dolin rzecznych i innych form erozyjnych na obszarach osuwiskowych, na obszarach krasowych, na obszarach występowania gruntów pyłowych w obrębie dawnych jezior lodowcowych lub gruntów makroporowatych oraz na terenach nierozpoznanych pod względem geologicznym.

2. Bez względu na lokalizację:

- a) sztuczne zbiorniki wód powierzchniowych i stopnie wodne, gdy wysokość piętrzenia przekracza 2 m,
- b) siłownie energetyczne o mocy większej niż 50 MW,
- c) obiekty budowlane górnictwa podziemnego oraz odkrywkowego, gdy głębokość odkrywki przekracza 10 m,
- d) obiekty komunikacji podziemnej oraz przekopy komunikacyjne, gdy ich głębokość przekracza 10 m,
- e) wszelkie obiekty budowlane, gdy głębokość posadowienia przekracza 10 m poniżej naturalnej powierzchni terenu.

Ponadto, ustalenie przydatności gruntów jest obowiązkowe dla terenu, na którym realizacja zadania inwestycyjnego wymaga powierzchni ponad 50 ha.

W celu ustalenia przydatności gruntów dla wymienionych obiektów i powierzchni projektowanej, należy w myśl zarządzenia Ministra Budownictwa i Przemysłu Materiałów Budowlanych z dn. 13.X.1970r. (Dz.Bud. nr 13, p.53) i zarządzenia Prezesa CUG z 11.XI.1970r. (M.P. nr 42, p.322) wykonać dokumentację geologiczną [9]. Jednostka projektująca inwestycję w porozumieniu z inwestorem może zażądać wykonania dokumentacji geologicznej dla obiektów budowlanych nie wymienionych wyżej lub zrezygnować z żądania wykonania dokumentacji w odniesieniu do obiektów niewrażliwych na mogące wystąpić odkształcenia skał (gruntów).

Jeżeli wykonuje się obiekty, dla których nie ma obowiązku sporządzenia dokumentacji geologicznej zawierającej ustalenie przydatności gruntów, to badania podłoża przeprowadza się na zasadach określonych przez Ministra Budownictwa i Przemysłu Budowlanego (Zarz. nr 51 z dn. 13.X.70r).

Dla każdego przedsięwzięcia budowlanego opracowuje się oddzielny zakres badań, uwzględniający rodzaj przedsięwzięcia i przewidywaną budowę geologiczną.

Dla budownictwa wodnego na przykład, J. Dziewański (1967) zaleca, aby prace geologiczno-inżynierskie wykonywane były etapami według zasady "od ogółu do szczegółu", a mianowicie:

1. Etap ogólnego poznania budowy geologicznej.
2. Etap szczegółowego określenia warunków geologiczno-inżynierskich.
3. Etap sprawdzania wyników badań oraz prognoz zmian środowiska geograficznego.

Etapy poznania budowy geologicznej wiążą się ściśle z fazami projektowania budowli wodnych stosowanych w Polsce, a więc z:

- a) danymi wyjściowymi do projektowania,
- b) projektem wstępnym,
- c) projektem technicznym.

Celem p i e r w s z e g o e t a p u badań geologicznych jest określenie wieku, wykształcenia i ułożenia skał nadkładu oraz petrografii (litologii), stratygrafii, tektoniki, charakteru i sposobu wietrzenia skał podłoża, zaznajomienie się z warunkami hydrogeologicznymi i geologiczno-inżynierskimi [18]. Na tej podstawie typuje się rejon lokalizacji projektowanego obiektu.

Celem d r u g i e g o e t a p u prac jest szczegółowe określenie warunków geologiczno-inżynierskich pod kątem uściślenia lokalizacji stopnia wodnego. Określa się warunki geologiczno-inżynierskie dla zasadniczych elementów składowych budowli, a więc rejonu osi zapory, zbiornika, obiektów towarzyszących i złóż materiałów budowlanych. Określa się własności fizykomechaniczne skał. Osobną, bardzo ważną grupę zagadnień

obejmują badania specjalne, do których zalicza się mechanikę skał i górotworu, filtrację wody pod zaporą i wokół jej przyczółków, zabiegi inżynierskie mające na celu poprawienie jakości górotworu (przeciwdziałanie filtracji, powiązanie korpusu zapory z podłożem, wzmocnianie skał podłoża). Spośród licznych zagadnień geologiczno-inżynierskich można wymienić także określenie stateczności stoków, ustalenie przyczyn mogących wywołać ruch mas skalnych i podanie środków i metod przeciwdziałania, określenie parametrów geotechnicznych dla racjonalnego zaprojektowania budowli piętrzącej i poszczególnych obiektów.

T r z e c i e t a p - sprawdzanie wyników badań oraz prognoz zmian środowiska geologicznego - jest jakby kontynuacją szczegółowego poznania warunków geologiczno-inżynierskich dzięki licznym wyrobiskom (wykopom i wyłomom) wykonanym w drugim etapie. Prace geologiczne kontynuuje się również w trakcie budowy, obserwując np. wykopy budowlane, jak również po zakończeniu budowy. Na podstawie uzyskiwanych na tym etapie wyników wprowadza się bieżące korekty projektów, sprawdza się założenia i hipotezy, co w konsekwencji prowadzi do podniesienia jakości prac budowlanych, ustalenia bardziej precyzyjnych prognoz zmian i stwarza możliwość zabezpieczenia się przed ich szkodliwymi skutkami.

Zaprezentowany zakres prac geologiczno-inżynierskich podkreśla raz jeszcze konieczność głębokiej analizy warunków geologiczno-inżynierskich w przedsięwzięciu budowlanym, a także wskazuje na to, że inżynier budownictwa musi mieć przynajmniej ogólne pojęcie o najważniejszych zjawiskach i procesach geologicznych, aby mógł korelować problemy geologiczno-inżynierskie i budowlane w aspekcie podejmowanego przedsięwzięcia.

L I T E R A T U R A

Literatura podstawowa

- [1] CENTRALNY URZĄD GEOLOGII, Przepisy o ustalaniu przydatności gruntów dla potrzeb budownictwa, Wyd. Geol., Warszawa 1971.
- [2] JAROSZEWSKI W i in., Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej, wyd. IV, Wyd. Geol., Warszawa 1978.
- [3] KOZIAR J., Kompas geologiczny, Technika i analiza pomiarów, UWr., Wrocław 1972.
- [4] KOWALSKI W.C., Geologia inżynierska, Wyd. Geol., Warszawa 1988.
- [5] OBERG J., Interpretacja mapy geologicznej z elementami tektoniki geometrycznej, UWr., wyd. 2, Wrocław 1976.
- [6] PASSENDORFER J., Wstęp do nauk geologicznych, Wyd. Geol., Warszawa 1969.
- [7] WALUK A., Laboratorium z mechaniki gruntów, wyd. 3, PWr., Wrocław 1979.
- [8] WILUN Z., Zarys Geotechniki, III wyd. WKL, Warszawa 1987.
- [9] ŻÓŁTOWSKI Z., Prawo górnicze i geologiczne, Wyd. Geol., Warszawa 1972.

Literatura uzupełniająca

- [10] ALEKSANDROWICZ S., Atlas do ćwiczeń z kartografii geologicznej, Warszawa 1959.
- [11] BALIŃSKA-WUTTKE K., Powstanie i budowa kontynentów, Wiedza Powsz., Warszawa 1970.
- [12] BEREŠ B., SZWED-LORENZ J., TEISSEYRE B., Przewodnik do ćwiczeń z mineralogii i petrografii, PWr., Wrocław - (w druku).
- [13] BJERRUM L., Problems of Soil mechanics and construction on soft clays and structurally unstable soils, Proc. of the Eighth Inter. Conf. on Soil Mech. and Found. Eng. No 3, Session 4, Moskva 1973.
- [14] CIEŚLIŃSKI A., Materiałoznawstwo melioracyjne, PWRiL, Warszawa 1970.
- [15] ČAPOVSKIJ E.G., Inżynierska geologija, VŠ., Moskva 1975.
- [16] DOERFER H., REUTER F., Einfügung in die Strukturgeologie u. Strukturgeologische Arbeits methodem für Geotechniker, Lehrbr. für das Hochschulfernstudium, Sek. Geot. u. Berbau der Bergakademie Freiberg, Freiberg 1972.
- [17] DMITRUK S., LYSIK B., Modele współdziałania konstrukcji z gruntem, Współpraca konstrukcji budowlanych z podłożem, Mat. z konf. w Jabłonnej. Kom. Inż. Łąd. i Wod. PAN, Ossolineum. Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk 1978.

- [18] DZIEWAŃSKI J., Problematyka badań geologicznych dla potrzeb budownictwa wodnego, *Postępy Nauk Geol.*, Nr 1, s.71-156, Wyd. Geol., Warszawa 1970.
- [19] FRANKE H.W., Mowa przyszłości, *Bibl. Probl.*, PWN, Warszawa 1966.
- [20] GIERWIELANIEC J., NAMYSŁOWSKA-WILCZYŃSKA B., *Petrografia*, PWr., Wrocław 1977.
- [21] GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., SIERGIEJEW J.M. i in. *Gruntoznawstwo*. Wyd. Geol., Warszawa 1977.
- [22] GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., Teoretyczne podstawy interpretacji fizyko-mechanicznych własności gruntów. *Centr. Zw.Sp. Bud. Mieszk.*, Na prawach rękopisu, Warszawa 1977.
- [23] GUZIK K., HANKENBERG M. i inni, *Zdjęcie geologiczne*, Wyd. Geol., Warszawa 1974.
- [24] JAROSZEWSKI W., *Tektonika uskoków i fałdów*, Wyd. Geol., Warszawa 1974.
- [25] KАРPYШEV E.S. i inni, *Rukovodstvo po inženerno-geologičeskim izyskanijam dlja gidrotehničeskogo stroitelstva*, *Energija*, Moskwa 1976.
- [26] KOSTRZEWSKI W., *Mechanika gruntów i fundamentowanie*, Cz.II, *Skrypt*, Politechnika Poznańska, Poznań 1972.
- [27] KOTOWSKI J., *Podstawy petrografii*, PWr., Wrocław 1972.
- [28] KOWALSKI W., *Elementy nauk geologicznych dla inżynierów*, Politechnika Łódzka, Łódź 1972.
- [29] LISZKOWSKI J., STOCHLAK J. i inni, *Szczelinowatość masywów skalnych*, Wyd. Geol., Warszawa 1976.
- [30] LORENC S., *Petrografia skał osadowych*, UW., Wrocław 1978.
- [31] MAJCHRZYK K., *Przegląd podstaw klasyfikacji mechanizmu konsolidacji i osiadania gruntów słabych*, *Zesz.Nauk.Polit.Białostockiej*, Nr 18, *Bud. Geotech.*, Białystok 1977.
- [32] MAŚLANKIEWICZ K. i inni, *Ziemia*, Wyd. W.P., Warszawa 1977.
- [33] MYŚLIŃSKA E., *Wpływ warunków sedymentacji i diagenety iłów warstwowych zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze Mazowsza na ich własności inżyniersko-geologiczne.*, *Biul. Geol. UW.*, t.7, Warszawa 1965.
- [34] NIEMCZYNOW G., BURCHART J., *Mały słownik geologiczny*, WP, Warszawa 1966.
- [35] PIWOCKA K., SŁIŻEWSKI W., *Badania nad ustaleniem zależności jakościowych kruszywa naturalnego od genety i form złóż w osadach czwartorzędowych w północno-wschodniej Polsce*, *Sur. Min. T.2.*, s.71-91, Wyd. Geol., Warszawa 1966.
- [36] Polska Norma Budowlana PN-81/B-03020.
- [37] Polska Norma Budowlana PN-86/B-02480.

- [38] Polska Norma Budowlana PN-81/B-04452.
- [39] Polska Norma Budowlana PN-65/B-04497.
- [40] Praca zbiorowa, Lehrbuch der Allgemeinen Geologie., F. Enke, Stuttgart 1972.
- [41] Praca zbiorowa, Podstawy geologii i hydrogeologii, PWr., Wrocław 1977.
- [42] Praca zbiorowa, Problemy fizykochemii i dynamiki gruntów, PAN, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk 1973.
- [43] RACINOWSKI R., i in., Przewodnik do ćwiczeń z geologii inżynierskiej, Polit.Szczecińska, Szczecin 1975.
- [44] RACINOWSKI R., Wprowadzenie do fizjografii urbanistycznej, Polit. Szczecińska, Szczecin 1976.
- [45] REUTER F., KLENGEL J., PAŠEK J., Ingenieurgeologie. Veb. Deut. Verlag für Grundstoffind, Leipzig 1978.
- [46] RUTTEN G.M., Powstanie życia na ziemi a świadectwa geologiczne, PWN, Warszawa 1966.
- [47] SERGEEV E.M. , Inženernaja geologia, Izd. Mosk. Univ., Moskva 1978.
- [48] TOLSTOJ M.P., MALYGIN V.A., Osnovy geologii i gidrogeologii, Izd. Bedra., Moskva 1976.
- [49] WERNER S., Korepetycje z fizyki, NK, Warszawa 1976.

SPIS TREŚCI

Od autorów	3
1. Wiadomości podstawowe z mineralogii	4
1.1. Definicje ogólne	4
1.2. Symetria kryształów	6
1.3. Własności fizyczne minerałów	8
1.4. Powstawanie minerałów	14
1.5. Minerale skałotwórcze	15
2. Podstawowe wiadomości z petrografii	15
2.1. Definicje ogólne	15
2.2. Cechy określające rodzaj skały	16
2.3. Skały magmowe	17
2.3.1. Minerale skałotwórcze skał magmowych	17
2.3.2. Struktury i tekstury skał magmowych	20
2.3.3. Systematyka (podział) skał magmowych	21
2.3.4. Przegląd najważniejszych skał magmowych	22
2.4. Skały osadowe	24
2.4.1. Minerale skałotwórcze skał osadowych	25
2.4.2. Struktury i tekstury skał osadowych	30
2.4.3. Przegląd systematyczny ważniejszych skał osadowych	32
2.4.3.1. Skały okruchowe luźne (sypkie) i zwięzłe	32
2.4.3.2. Skały ilaste	34
2.4.3.3. Skały pochodzenia chemicznego i organicznego	35
2.4.3.4. Skały pochodzenia organicznego	36
2.5. Skały metamorficzne	36
2.5.1. Minerale skałotwórcze skał metamorficznych	37
2.5.2. Struktury i tekstury skał metamorficznych	38
2.5.3. Niektóre częściej spotykane skały metamorficzne	39
3. Budowlane aspekty opisu i badania skał	40
3.1. Skały jako podłoże budowlane	40
3.2. Skały jako materiał budowlany i surowiec do produkcji materiałów budowlanych	43
3.3. Skały jako zbiornik wód gruntowych	47
4. Pojęcie czasu w geologii inżynierskiej	48
4.1. Wiek bezwzględny	49
4.2. Wiek względny	52
4.3. Praktyczne znaczenie czasu	54
5. Formy przestrzennego zalegania skał; tektonika geometryczna ...	59
5.1. Niezaburzone formy	59
5.1.1. Niezaburzone formy zalegania skał magmowych	59
5.1.2. Niezaburzone formy zalegania skał osadowych	62
5.2. Zaburzenia tektoniczne	64

5.2.1. Deformacje ciągłe	64
5.2.2. Deformacje nieciągłe	69
5.3. Inne typy zaburzeń i formy z nimi związane	71
5.3.1. Zaburzenia glacytektoniczne	71
5.3.2. Powierzchniowe ruchy masowe	72
5.3.3. Zjawiska krasowe	74
5.3.4. Działalność człowieka	75
6. Orientacja przestrzenna struktur geologicznych	75
6.1. Zasady określania przestrzennej orientacji struktur	76
6.2. Sposoby określania orientacji struktur geologicznych w przestrzeni	78
6.3. Pomiar orientacji struktur geologicznych	81
6.3.1. Budowa kompasu Freiberg 69	81
6.3.2. Technika pomiaru powierzchni geologicznych (zasady)	81
6.4. Opracowanie i wykorzystanie wyników	83
7. Wybrane elementy kartowania geologicznego	86
7.1. Mapa geologiczna	86
7.1.1. Rodzaje map	86
7.1.2. Czytanie mapy geologicznej	88
7.1.2.1. Tytuł mapy	88
7.1.2.2. Legenda	88
7.1.2.3. Odczytywanie rzeźby terenu	91
7.1.2.4. Granice wydzieleni geologicznych	91
7.1.2.5. Korelacja między rzeźbą terenu a kształtem i przebiegiem granic geologicznych	92
7.1.2.6. Wnioski	92
7.2. Przekrój geologiczny z mapy	94
7.2.1. Wprowadzenie	94
7.2.2. Wykonywanie przekroju z mapy	96
7.2.3. Analiza przekrojów geologicznych	98
7.3. Profil geologiczny	99
7.4. Przekrój geologiczno-inżynierski lub geotechniczny	99
7.5. Profile wkopów	104
8. Dokumentacja geologiczno-inżynierska	105
8.1. Wprowadzenie	105
8.2. Zasady sporządzania dokumentacji geologiczno-inży- nierskiej	106
8.2.1. Układ dokumentacji pełnej	106
8.2.2. Dokumentacja uproszczona	108
8.2.3. Techniczne badania podłoża gruntowego	108
9. Wykorzystanie wyników prac geologiczno-inżynierskich	109
Literatura	112

229744/79

BI-10

L

Wydawnictwa Politechniki Wrocławskiej
są do nabycia w:
Księgarni Wr 49
Wybrzeże Wyspiańskiego 27
oraz Księgarni Wydawnictwa Politechniki Wrocławskiej
plac Grunwaldzki 13, 50-377 Wrocław
(budynek D-1 PWr.)