DR. WŁADYSŁAW ŻELECHOWSKI

WSTĘP
DO PETROGRAFJI SKAŁ OSADOWYCH

Z 48 ILUSTRACJAMI

W. S. G. W.
Cieszyn
Nr. 319
Dz. III L. 55

KRAKÓW 1925
NAKŁADEM KSIĘGARNI GEOGRAFICZNEJ „ORBIS"

Egz. 1
302

W. S. G. W.
Cieszyn
Nr. 319
Dz. L. 55

WSTĘP
DO PETROGRAFJI SKAŁ OSADOWYCH

DR. WŁADYSŁAW ŻELECHOWSKI

WSTĘP
DO PETROGRAFJI SKAŁ OSADOWYCH

Z 48 ILUSTRACJAMI

W. S. G. W.
Cieszyn
Nr. 319
Dz. III L. 55

KRAKÓW 1925
NAKŁADEM KSIĘGARNI GEOGRAFICZNEJ „ORBIS“

18016

Wszelkie prawa zastrzeżone.
Copyright 1925, by „ORBIS“ Geographical Library, Cracow.
Skład główny na Warszawę w „Domu Książki Polskiej“
Plac Trzech Krzyży 8.

134356

Odbito w Tłoczni Geograficznej „ORBIS“ Kraków-Dębniki, Barska 41.

PRZEDMOWA.

Książka niniejsza powstała z notatek, któremi posługiwałem się w ostatnich latach, prowadząc ćwiczenia w Gabinecie Geologicznym Uniw. Jagiell. Przeznaczona dla słuchaczy uczelni polskich zawiera materjał przykładowy, zaczerpnięty przedewszystkiem z stosunków petrograficznych i geologicznych Polski, jako nie tylko najbliższych i najlepiej znanych czytelnikowi, lecz i najbardziej nas obchodzących.

Jako pierwsza próba polskiego podręcznika w tym zakresie nie wypadła ona zupełnie bez zarzutu; wskazanie braków przez krytykę, pozwoli usunąć je w przyszłości.

Panu Dr Edwardowi Passendorferowi serdecznie dziękuję za koleżeńską pomoc w pracy, równocześnie uważam sobie za miły obowiązek wyrażenie wdzięczności p. Rektorowi Dr Władysławowi Szajnosze za cenne uwagi oraz zezwolenie korzystania z bibljoteki i zbiorów Gabinetu Geologicznego Uniwersytetu Jagiellońskiego.

Władysław Żelechowski.

W Krakowie, wrzesień 1925.

I.

CZĘŚĆ OGÓLNA.

Cel petrografji.

Celem petrografji jest zbadanie chemicznego i mineralogicznego składu, struktury, oraz geologicznego występowania skał, jak również poznanie warunków i praw, wśród jakich się one tworzyły. Skałami nazywamy geologicznie samodzielne części skorupy ziemskiej, o mniej lub więcej stałym składzie chemicznym i mineralogicznym.

Ażeby pewna część skorupy ziemskiej mogła być nazwaną geologicznie samodzielną, musi spełniać jednocześnie dwa warunki:

1) Jej występowanie musi być tego rodzaju, aby wskazywało na wyłączny i jej właściwy proces geologiczny, który ją wytworzył. Wskutek tego musi skład mineralogiczny, struktura i sposób geologicznego występowania stać w związku przyczynowym z procesem geologicznym, któremu skała zawdzięcza swe powstanie.

2) Substancja mineralna skały nie może bezpośrednio pochodzić ze skał otaczających (t. zn. nie może być wyługowana z otoczenia).

Z definicji tej wynika, że nawet bardzo cienka żyła, n. p. bazaltu, będzie skałą, bo zawdzięcza swoje powstanie odrębnemu procesowi geologicznemu i spełnia drugi warunek. Natomiast n. p. kalcyt, piasek luźny, czy zwarty, szeroką szczelinę wypełniający, skałą nie będzie. Dalej wynika stąd również, że skałami w sensie petrograficznym nazywać będziemy nie tylko masy spojone, zwarte, ale również i luźne, jak n. p. nagromadzenia piasku, gdy odpowiadają one wymienionym warunkom.

Petrografja jest nauką stosunkowo młodą. Wchodzi ona w skład nauk geologicznych, chociaż z biegiem czasu wytworzyła sobie

odrębne metody badania, oparte z jednej strony na chemicznej analizie, z drugiej na badaniach mikroskopowooptycznych.

Wprowadzenie do petrografji mikroskopu polaryzacyjnego stanowiło w tej nauce moment przełomowy. Mikroskop pozwolił na szczegółowe poznanie struktury i rzucił światło na genezę skał.

Skały składają się bądź z jednego minerału, bądź z kombinacji różnych minerałów. Wobec tego badanie skał rozpoczynamy od oznaczenia poszczególnych minerałów w skład tejże skały wchodzących. O ile te elementy są odpowiednio duże, możemy badać je zwykłemi metodami makroskopowemi, zapomocą oznaczenia twardości, koloru, rysy, ciężaru właściwego, łupliwości, przez proste chemiczne reakcje i t. d.

W wielu jednak wypadkach ziarno jest tak drobne, że go makroskopowo oznaczać nie możemy. Uciekamy się wtedy do badań optycznych i analiz chemicznych.

Badania optyczne.

W celu przeprowadzenia badań optycznych wykonujemy z badanej skały t. zw. szlif mikroskopowy, t. zn. płytkę o grubości od 0.02—00.3 mm. Wykonanie szlifu jest stosunkowo łatwe, wymaga jednak pewnej ostrożności.

Szlif wykonujemy w następujący sposób: odłupany kawałeczek skały o możliwie równej powierzchni, ścieramy na płycie żelaznej pokrytej szmirglem (t. j. proszkiem korundu Al_2O_3), aż do uzyskania zupełnie gładkiej i równej powierzchni. Wygładzoną stroną przyklejamy szlifowany kawałek balsamem kanadyjskim do grubego szkła i ścieramy go w dalszym ciągu, aż do uzyskania żądanej grubości, dobierając odpowiednio grubość szmirglowego proszku i wygładzając na papierze. Otrzymaną płytkę, podgrzawszy celem roztopienia balsamu, przenosimy na szkiełko podstawowe i nakrywamy szkiełkiem przykrywkowem.

Skałę o małej zwartości napajamy przed szlifowaniem balsamem kanadyjskim.

Uzyskany szlif musi być tak cienki, aby można było przez niego czytać drobne pismo.

W szlifie wykonujemy następujące badania. Obserwujemy kontury minerału, szczeliny łupliwości, barwę, współczynnik załamania światła i t. d. Dalsze badania wykonujemy w świetle spolaryzowanem przy nikolach skrzyżowanych, używając bądź światła równoległego, bądź zbieżnego i do tego celu mikroskopów minera-

logicznych, zaopatrzonych w aparat polaryzacyjny, czem one się różnią od zwykłych mikroskopów biologicznych.

Dla zrozumienia istoty badań w mikroskopie polaryzacyjnym, podamy najważniejsze zasady tyczące optyki kryształów, odsyłając interesujących się tą kwestją do podręczników mineralogji (n. p. Tschermaka tłum. J. Morozewicza).

Minerały można podzielić pod względem optycznym na dwie kategorje. W jednych z nich nie zauważymy żadnej różnicy w zachowaniu się optycznem, n. p. w szybkości rozchodzenia się fal świetlnych, w jakimkolwiek kierunku badalibyśmy to zachowanie się kryształu — do tej kategorji zaliczymy ciała szkliste (szkło), ciecze i gazy. Druga kategorja odznacza się tem, że szybkość rozchodzenia się promieni światła zależy tutaj na ogół od kierunku, który można wyznaczyć w odniesieniu do krawędzi kryształu.

Gdy pierwszą kategorję nazywamy izotropowemi — drugą nazwiemy ciałami optycznie anizotropowemi.

W pierwszej kategorji promienie świetlne wychodzące z jednego punktu rozchodzą się z tą samą szybkością we wszystkich kierunkach, światło dojdzie zatem w jednostce czasu do powierzchni pewnej kuli, która tworzy powierzchnię fali świetlnej.

W ciałach drugiej kategorji prawo rozchodzenia się światła jest innem, powierzchnia fali jest powierzchnią bardziej złożoną.

W instrumentach nam dostępnych nie możemy badać jednego promienia, lecz badamy zachowanie się wiązek promieni równoległych. Płaszczyzna do nich prostopadła tworzy powierzchnię fali płaskiej.

O szybkości rozchodzenia się fal płaskich w różnych kierunkach ciała badanego wnosimy z oznaczenia t. zw. współczynnika załamania, który wykazuje stosunek szybkości fali płaskiej w dwu ośrodkach, n. p. w powietrzu i w danym minerale. Zachowanie się tych ciał drugiej kategorji, t. j. optycznie anizotropowych, wyjaśnimy w ogólnych zarysach, badając płytkę wyłupaną z kalcytu. Będzie to sześcian ukośnokątny, którego każda ściana jest rombem, o kątach 101°55′ i 78°5′. Jeśli prostopadle do dwu płaszczyzn, ograniczających taką płytkę, puścimy wiązkę promieni równoległych wychodzących ze świecącego krążka, zauważymy dwa punkty. Dzieje się to na skutek rozszczepienia wiązki padającej w krysztale na dwie wiązki, przyczem każda z nich zachowuje się inaczej od światła zwyczajnego i staje się światłem spolaryzowanem. (Fizyka Zakrzewski-Witkowski).

Stwierdzamy eksperymentem, że płaszczyzny obu tych wiązek są do siebie prostopadłe. Przyjmujemy, że kierunki drgań przynależnych do obu fal płaskich, na które wiązka padająca rozszczepiła się w krysztale, są prostopadłe do ich płaszczyzn polaryzacji, są one równoległe do krótszej i dłuższej przekątni rombu, stanowiącego ograniczenie płaszczyzny, do której prostopadle fale opuszczają kalcyt.

Jeśli w doświadczeniu, wyżej opisanem, będziemy obracać płytkę dokoła osi równoległej do promieni padających (a zatem prostopadłej do ścian płytki), to jeden z punktów pozostanie nieruchomy, obraz drugiego będzie się przesuwać, opisując w miarę obrotu płytki koło, dokoła pierwszego punktu jako środka.

Wiązkę promieni uchylonych nazywamy promieniami nadzwyczajnemi, w odróżnieniu od nieuchylonych, które nazywamy zwyczajnemi.

Zjawisko tu przedstawione nazywamy podwójnem załamaniem. Kalcyt załamuje podwójnie we wszystkich kierunkach, z wyjątkiem kierunku równoległego do osi symetrji, w którym fale prostopadle spolaryzowane posuwają się z tą samą szybkością, niema zatem podwójnego załamania.

Kierunek ten nazywamy osią optyczną. Podobnie jak kalcyt zachowują się ciała układu tetragonalnego i hexagonalnego, o których dlatego mówimy, że są optycznie jednoosiowe.

Kryształy układu rombowego, jednoskośnego i trójskośnego nie posiadają żadnego kierunku, w którym zachowywałyby się zupełnie podobnie. Istnieją tu jednakże dwa kierunki, w których fale płaskie posuwają się z tą samą szybkością i dlatego ciała te nazywamy optycznie dwu-osiowemi.

Zauważyć należy, że w kalcycie podwójne załamanie, które w tak prosty sposób wykrywamy, jest wyjątkowo silnem. Przy słabszym stopniu podwójnego załamania i w cieńszych płytkach, rozdwojenie się obu wiązek promieni (t. j. podwojenie się, czy krążków świecących, czy czarnych plamek, punktów) nie łatwo dałoby się gołem okiem zauważyć.

Podwójne załamywanie wykrywamy tu przy pomocy zjawisk interferencji (światła spolaryzowanego), obserwowanych przy badaniu preparatu w aparacie polaryzacyjnym. Aparat taki składa się z dwu nikoli, to jest takich płytek kalcytu, że z dwu wiązek promieni, na które płytka kalcytu rozszczepia wiązkę padającą, jedna zostaje usuniętą, a przechodzi tylko światło spolaryzowane. Uzyskuje się to w ten sposób, że romboeder kalcytu, po odpowied-

niem przyszlifowaniu dwu równoległych ścian, przepiłowuje się przekątnie i zlepia balsamem kanadyjskim, którego współczynnik załamania jest równy jednej z fal płaskich, na które promienie padające się rozszczepiły.

Druga fala zostaje natomiast całkowicie odrzucona i pochłonięta przez zaciemnione ściany boczne aparatu.

W ten sposób przechodzi przez płytkę taką światło prawie całkiem spolaryzowane. Mikroskop mineralogiczny polaryzacyjny zaopatrzony jest w dwa nikole, z których jeden umieszczony jest poniżej płytki, na której umieszczamy preparat, badany (t. zw. polaryzator), drugi zaś (analizator) ponad objektywem. Nikole zwykle umieszczamy w ten sposób, że ich płaszczyzny polaryzacji są skrzyżowane. Światło zwyczajne, po przejściu przez pierwszy nikol, wychodzi jako światło spolaryzowane. Jeśli między obu nikolami niema ciała podwójnie załamującego (n. p. szkło, woda, sól kam.), to drugi nikol polaryzujący prostopadle do polaryzatora światła nie przepuści wcale, obserwujemy ciemność.

Jeżeli jednakowoż umieścimy na stoliku mikroskopu ciało podwójnie załamujące światło w kierunku równoległym do osi mikroskopu, to zauważymy tutaj przy obrocie płytki wraz ze stolikiem o 360°, w świetle białem, na ogół rozjaśnienie pola widzenia, z wyjątkiem czterech położeń, w których kierunki drgań obu fal płaskich przepuszczanych przez płytkę zlewają się z kierunkami nikoli.

Rozjaśnianie się płytki między skrzyżowanemi nikolami spowodowane jest tu przez zjawiska interfereneji.

Światło spolaryzowane, wchodząc w płytkę podwójnie załamującą, rozdziela się na dwie fale płaskie, o kierunkach drgań do siebie prostopadłych, które posuwają się z różną szybkością, tak że jedna opuści płytkę prędzej, aniżeli druga. Z wytworzoną w ten sposób różnicą dróg dochodzą one do analizatora, który przepuszcza tylko drgania we właściwym mu kierunku (prostopadłym do drgań przepuszczanych przez analizator). Przepuszcza on zatem tylko składowe obu drgań, które odbywając teraz drgania w tej samej płaszczyźnie, oddziaływują na siebie, czego wynikiem jest zależność natężenia światła przepuszczonego w mikroskopie od osiągniętej w płytce różnicy dróg obu fal płaskich (interferencja). Gdy użyjemy światła jednorodnego, to światło zostaje przez interferencję zniesione, mianowicie wtedy, gdy osiągnięta w płytce różnica obu fal płaskich wynosi równo 1 λ (długość fali), albo całkowitą wielokrotność długości fali światła użytego (n. p. sodo-

wego). Gdy użyjemy światła białego, tylko pewne składowe widma zostają przez interferencję usunięte (mianowicie te części widma przynależne do fal równych całkowitej wielokrotności różnicy dróg obu fal płaskich, osiągniętej po przejściu przez badaną płytkę); efektem tego jest, że światło staje się z białego zwykle zabarwionem (barwy interferencyjne), dla znacznych różnic dróg może powstać przez interferencję światło prawie białe, wskutek mniejwięcej równomiernego usunięcia światła białego (barwy interferencyjne białe wysokiego rzędu). Niezależnie od tego płytka podwójnie załamująca ściemnia się w przypadku, gdy kierunki płaszczyzn polaryzacji nikoli zlewają się z kierunkami płaszczyzn polaryzacji obu fal płaskich, które płytka w kierunku osi mikroskopu, t. j. prostopadłym do płaszczyzn ograniczających płytkę, przepuszcza.

Mamy tu zatem możność wyznaczania tych kierunków w odniesieniu do widocznych w preparacie szczelin łupliwości kryształu i t. d. Ustawiamy mianowicie nasamprzód krawędź równolegle do płaszczyzny polaryzacji jednego z nikoli, następnie zaś przez obrót stolika osiągamy ściemnienie, które wystąpi wtedy, gdy płaszczyzny polaryzacji obu fal płaskich, przepuszczanych przez płytkę, będą się zlewały z kierunkami płaszczyzn polaryzacji obu nikoli.

Kąt w ten sposób zmierzony między kierunkiem drgań jednej z fal przepuszczanych przez płytkę, szybszej lub wolniejszej, nazywamy kątem ściemniania się światła. Kąt ten jest dla oznaczonych przekrojów charakterystyczny i używany do oznaczania substancji.

W kryształach jednoosiowych w płytkach o przekrojach równoległych lub nachylonych do osi kryst. Z, pod kątem odmiennym od 90° kąt zawarty między wspomnianemi kierunkami drgań, a rzutem prostokątnym osi Z, na płaszczyznę płytki wynosi 0, względnie 90°.

Mówimy wtedy, że kąt ściemniania się jest prosty.

Badania chemiczne.

Badania chemiczne przeprowadzamy bądź to na wyizolowanych, zapomocą metod niżej podanych, minerałach, bądź też analizując całą skałę, a następnie przerachowując uzyskane rezultaty na minerały poznane optycznie.

Przy wyodrębnianiu minerałów posługujemy się różnicą w ich ciężarze właściwym. Do tego celu umieszczamy sproszkowaną skałę w cieczy, o wysokim ciężarze właściwym. Elementy cięższe

od cieczy spadną na dno, lżejsze będą się unosić na powierzchni. Używa się następujących cieczy ciężkich: ciecz Thouleta o c. wł. maksymalnym 3.1 do 3.2 o składzie $KJ.HgJ_2.H_2O$, t. j. jodek potasu i jodek rtęci, następnie ciecz Kleina o c. wł. maksymalnym 3.33, jodek metylenu i t. d.

Ciecz Thouleta i ciecz Kleina można rozcieńczać wodą, zmieniając w ten sposób ich ciężar właściwy, odpowiednio do potrzeb.

W niektórych wypadkach posługujemy się do wyodrębnienia minerałów, zawierających w sobie żelazo, elektromagnesem.

Wśród skał spotykanych w przyrodzie rozróżniamy, zależnie od ich genezy, trzy wielkie kategorje.

1) Skały najczęściej uwarstwione, zbudowane z produktów chemicznego i mechanicznego rozkładu skał, oraz szczątków organicznych, są to t. zw. skały osadowe.

2) Skały zawdzięczające swe powstanie lawie, która bądź to krzepła w głębi, bądź też wylała się na powierzchnię — są to skały magmatyczne.

3) Skały zmienione albo metamorficzne, powstałe ze skał osadowych lub magmatycznych, które na skutek zjawisk górotwórczych i związanych z tem procesów, względnie na skutek działania gorącej lawy, przybrały wygląd odmienny od skał macierzystych.

Minerały skałotwórcze.

Istnieją obliczenia wykonane przez *Clarke'a* przeciętnego składu mineralogicznego skorupy ziemskiej, zestawione na podstawie składu mineralogicznego skał wybuchowych, będących źródłem substancji mineralnych, wchodzących w skład zarówno skał osadowych, jak i zmienionych.

	A	B	C	G	H
SiO_2	61,89	61,89	61,49	56,75	58,59
AlO_3	15,71	15,73	16,08	14,90	15,04
Fe_2O_3	1,81	3,18	2,47	4.58	3,94
FeO	3.65	2,40	2,86	3,71	3,48
CaO	4,51	4,58	6,15	5,79	5,29
MgO	2,40	3,08	4,31	5,22	4,49
K_2O	3,54	2,70	1,80	2,90	2,90
Na_2O	3,28	3,70	3,31	3,24	3,20
H_2O	1,69	1,59	1,12	2,12	1,96

A średnia z 82 analiz skał wulkanicznych z zachodniej Ameryki Półn., 40. równoleżnik
B „ „ 64 „ skał wulkanicznych z Yellowstone Park
C „ „ 39 „ „ „ z Kalifornji
G „ „ 486 „ skał krystalicznych, według analiz Roth'a wykonanych w latach 1879—1883.
H „ „ wszystkich poprzednich 880 analiz.

Poniżej zajmiemy się rozpatrzeniem najważniejszych minerałów występujących w skałach, jak również najprostszych metod ich oznaczenia. Jak z wyżej podanej tabeli wynika, najważniejszą rolę w składzie skał odgrywa krzemionka. Występuje ona w formie krystalicznej jako kwarc, bezpostaciowej jako opal; wchodzi wreszcie w skład całego szeregu krzemianów.

Kwarc krystalizuje w układzie trygonalnym (klasa trapezoedru trygonalnego), twardość 7 (twardszy od stali), z kwasów atakuje go tylko kwas fluorowodorowy. W formie drobno sproszkowanej rozpuszcza się słabo w ługu potasowym.

Barwy posiada rozmaite — najczęstsza jest jednak biała, lub przejrzysta. Łupliwości nie posiada zupełnie, przełam ma muszlowy.

Szlify, w których występują ziarna kwarcu, przecięte prostopadle do osi kryształu, wsunięte pomiędzy nikole skrzyżowane nie dadzą nam żadnych zmian optycznych (pole widzenia pozostanie ciemne przy obrocie stolika). Przy zastosowaniu światła zbieżnego ujrzymy szereg koncentrycznych barwnych pierścieni.

W szlifie, w którym kryształ kwarcu został przecięty w jakimkolwiek innym kierunku, a nie prostopadle do osi, zauważymy przy obrocie stolika czterokrotne ściemnianie i rozjaśnianie pola widzenia, z równoczesnem występowaniem barwy stalowej lub słomkowej, zależnie od grubości preparatu.

Kwarc pochodzący ze skał, które uległy deformacji pod wpływem ciśnienia, wykazuje t. zw. faliste zanikanie światła, które polega na tem, że przy ściemnianiu pola widzenia nie odbywa się to jednolicie, lecz pewne partje ściemniają się prędzej, inne później.

Kwarc występuje w całym szeregu odmian. Kryształem górnym nazywamy kryształy przejrzyste występujące w próżniach i szczelinach, najobficiej w Alpach. Kryształy barwy goździkowo-brunatnej noszą nazwę *kwarcu zadymionego*. Kryształ żółty nazywa się cytrynem. *Ametystem* nazywamy odmiany kwarcu zabarwione na fjoletowo. Ametyst ogrzany do 250° traci swą barwę.

Kwarc stanowi główny składnik całego szeregu skał magmatycznych, osadowych i zmienionych.

W skałach osadowych występuje w postaci ziarn różnych wielkości, mniej lub więcej otoczonych, n. p. w piaskowcach, zlepieńcach i t. d.

W skałach magmatycznych wylewnych tworzy niejednokrotnie dobrze wykształcone kryształy. W skałach głębinowych n. p. granicie, tworzy ziarna nieregularne, czasem można w nich obserwować inkluzje gazowe, względnie wrostki innych minerałów.

Zbite odmiany noszą nazwę chalcedonu, agatu i t. d. Skład chemiczny SiO_2.

Utwory swobodnie rozwinięte posiadają powierzchnię nerkowatą, groniastą, barwy przejrzyste, szare, brunatne, czerwone i t. d.

Agatem nazywamy uwarstwione wypełnienia próżni; warstwy posiadają częstokroć różne barwy. *Opalem* nazywamy bezpostaciową kombinację krzemionki z wodą, o znaku: $SiO_2 . nH_2O$, barwy mieniące.

Drugą z kolei najważniejszą grupą, ze względu na swe rozprzestrzenienie, są krzemiany, czyli sole kwasu krzemowego i glinokrzemiany, czyli sole kwasów glino-krzemowych.

Z krzemianów zajmuje się tylko najważniejszemi.

Oliwin chemicznie $(MgFe)_2 . SiO_4$, rombowy, barwa żółta, zielona, oliwkowa, twardość 6.5—7, barwy interferencyjne żywe. Często tworzy drobne kryształy, w bazaltach, melafirach i t. d.

Bardzo często spotykanym minerałem w skałach magmatycznych jest *amfibol*, o chwiejnym składzie chemicznym. Mamy tu oprócz krzemionki magnez, żelazo, wapń, glin. Krystalizuje w układzie jednoskośnym. Odmiany zabarwione posiadają wyraźną równobarwność polegającą na tem, że przy zastosowaniu jednego tylko nikola, przy obrocie stolika zauważymy zmianę barwy. W szlifach przecinających kryształ prostopadle do osi, zauważymy szczeliny łupliwości, stojące do siebie pod kątem 120°.

Najważniejsze między krzemianami są skalenie: wyróżniamy wśród nich ortoklaz, mikroklin i plagioklazy.

Ortoklaz $K_2Al_2Si_6O_{16}$, jednoskośny.

Łupliwość według ścian P i M, twardość 6.

Często tworzy kryształy bliźniaczo zrosłe; w kwasach nie rozkłada się, barwa biała, żółta, różowa, czerwona. W szlifie barwa stalowo-szara, przy skrzyżowanych nikolach. Odmiany występujące w skałach wylewnych otrzymały nazwę *sanidynu*.

O przeobrażeniu ortoklazu będzie mowa później.

Ortoklaz stanowi główny składnik granitów, gneisów, syenitów. Składem chemicznym odpowiada ortoklazowi *mikroklin,* różniący się tylko układem, krystalizuje mianowicie trójskośnie.

Fig. 1
Bliźniak ortoklazu.

W szlifie mikroskopowym w świetle spolaryzowanym zauważamy w tym ostatnim wskutek wielokrotnego zbliźniaczenia charakterystyczną budowę siatkową.

Piagioklazy. Obejmujemy tą nazwą minerały będące mieszaszaniną dwóch krzemianów, jednego sodowego o wzorze: $NaAlSi_3O_8$ *Albit,* i $CaAl_2Si_2O_8$ *Anortyt.*

Pośrednie człony, będące mieszaniną obu tych krzemianów, noszą nazwę, w miarę wzrastającej ilości glinokrzemianu wapniowego: oligoklaz, andezyn, labradoryt, bytownit. Krystalizują w układzie trójskośnym, najczęściej tworzą bliźniaki równoległe do ściany M.

Barwa interferencyjna niska (stalowo-szara).

W szlifie, w świetle spolaryzowanym, kryształy przecięte nie równolegle do ściany M dadzą szereg pasów jasnych i ciemnych. Barwy bywają szara, różowa, bezbarwna, twardość 6. Plagioklazy występują w szeregu skał wylewnych i głębinowych jak: dioryty, gabra, andezyty, bazalty i t. d.

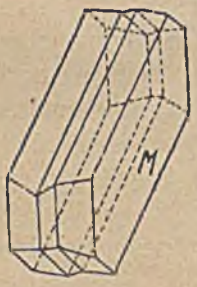


Fig. 2
Bliźniak plagioklazu.

Gorący kwas solny nie atakuje albitu, natomiast andezyn i labradoryt wyraźnie, bytownit i anortyt rozpuszczają się dość szybko. Kwas fluorowodorowy rozkłada wszystkie plagioklazy.

Pomiary kąta znikania światła (t. zn. kąt zawarty między oznaczoną krawędzią kryształu, a kierunkiem maksymalnego ściemniania kryształu) mierzone na ścianach P i M, pozwalają na określenie, z jakim plagioklazem mamy do czynienia.

Miki. Są to wodne glino-krzemiany, potasu, sodu, względnie magnezu i żelaza. Jednoskośne, doskonała łupliwość pozwalająca dzielić je na cienkie blaszki, twardość 2—3. Wyróżniamy w śród nich dwie główne kategorje: muskowit czyli mikę potasową i biotyt czyli mikę magnezowo-żelazową.

Muskowit. $(KH)_3Al_3Si_3O_{12}$, barwa przejrzysta, żółtawa,

w szlifie bezbarwny, w świetle spolaryzowanem przy nikolach skrzyżowanych żywe barwy.

Biotyt, kombinacja pierwszego plus molekuła oliwinowa $(MgFe)_2.SiO_4$, w zmiennym stosunku.

W szlifie brunatny, łuski przecięte postopadle do szczelin łupliwości charakteryzują się wyraźną różnobarwnością.

Barwa, w wypadku równoległości szczelin do płaszczyzny drgań polaryzatora, ciemno brunatna, w wypadku prostopadłości żółta. Kwas solny i siarkowy rozkładają biotyt.

Występowanie: oba rodzaje miki są bardzo rozpowszechnione w skałach magmatycznych; muskowit prócz tego w całym szeregu skał osadowych.

Granat. Krzemian wapnia, magnezu, żelaza, manganu, glinu etc. Regularny, często tworzy kryształy dwunastościanu rombowego lub 24-*deltoidowego*. Izotropowy (na światło spolaryzowane nie działa). Barwy najczęściej czerwone, różowe, czasem brunatne. Częsty w skałach magmatycznych i osadowych, oraz łupkach krystalicznych.

Cyrkon. $ZrSiO_4$ (krzemian cyrkonu). Kwas solny i fluorowodorowy nie nagryza go, gorący kwas siarkowy słabo, tetragonalny.

Tworzy krótkie słupy, zakończone piramidą. Czasem występuje w ziarnach. Tw. 7.5. Bywa bezbarwny, biały, żółty, brunatny. Silny współczynnik załamania światła (stąd wyraźne kontury) i wysoka dwójłomność (żywe barwy). Naokoło kryształów czasem pole pleochronistyczne. Często występuje w drobnych kryształkach w skałach magmatycznych i osadowych oraz łupkach krystalicznych.

Rutyl. TiO_2 (dwutlenek tytonu), tetragonalny. Tworzy wydłużone słupy i igły. Bardzo wysoki współczynnik załamania światła, stąd bardzo wyraźne kontury. Wąskie kryształy wyglądają czarno, wskutek bardzo szerokich brzegów zupełnego odbicia.

Glaukonit. Wodny krzemian żelaza i potasu czasem z zawartością magnezu, o niestałym składzie, barwa oliwkowa, ciemno zielona, w szlifie mikroskopowym taksamo oliwkowa, żółtawa, trawiasto-zielona. Występuje w nieregularnych ziarnach. W świetle spolaryzowanem przy nikolach skrzyżowanych rozpada się na mozajkę różnozorjentowanych płateczków.

Jest rzeczą niejednokrotnie stwierdzoną, że glaukonit występuje w związku z organizmami w ten sposób, że wypełnia skorupki otwornic, zagłębienia skorup echinodermów. Czasem inkrus-

tuje kryształy kwarcu, skaleni, wnikając w szczeliny. Glaukonit, wystawiony na działanie czynników atmosferycznych ulega rozkładowi w ten sposób, że do roztworu przechodzą wapno, potas, magnezja, żelazo. Glaukonit jest minerałem bardzo rozpowszechnionym i charakterystycznym w skałach osadowych i osadach mórz dzisiejszych. Nadaje on charakterystyczne piętno przedewszystkiem osadom kredy średniej, górnej i trzeciorzędu. W morzach dzisiejszych spotyka się go przedewszystkiem w mułach i piaskach zielonych w paragenezie z konkrecjami fosforanu wapniowego. Sporadycznie spotykano go do głębokości 3600 m, lecz nigdzie tam nie występuje on w większych ilościach.

W największej ilości znaleziony został w pobliżu brzegów Kalifornji.

Analizę glaukonitu z Polski podajemy przy omawianiu margli.

Węglany. Wszystkie rozpuszczalne w kwasie solnym, z wydzieleniem CO_2. Przy prażeniu zamieniają się na tlenki wydzielając CO_2.

Kalcyt. $CaCo_3$, klasa skalenoedru dytrygonalnego.

Na zimno rozpuszczalny już w rozcieńczonym kwasie solnym z wydzielaniem CO_2, różnica z dolomitem.

Fig. 3.
Skalenoedr kalcytu.

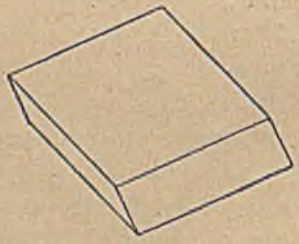


Fig. 4.
Romboedr kalcytu.

Posiadamy szereg metod w celu odróżnienia kalcytu od dolomitu i aragonitu. Na proszek lub szlif działa się roztworem chlorku żelaza (1 część $Fe_2Cl_6.12H_2O$ na 10 części wody), który na kalcycie osiada jako brunatny wodorotlenek, w ciągu jednej minuty lub prędzej. Po potraktowaniu siarczkiem amonu $(NH_4)2S$, osad przybiera kolor czarny od siarczku żelaza FeS.

Dolomit reakcji tej nie daje. Twardość 3, barwa: biały, żółty, zielony i t. d.

W szlifie mikroskopowym, przy nikolach skrzyżowanych, bardzo żywe barwy. Bardzo często zbliźniaczony, co w szlifie mikroskopowym zaznacza się odrazu po jasnych i ciemnych smugach stojących do siebie ukośnie.

Występowanie.

Kalcyt występuje bądź to w dobrze wykształconych kryształach, w szczelinach, próżniach i t. d., bądź też w odmianach ziarnistych, tworząc pokłady marmurów, lub t. zw. wapienie.

Fig. 5.
Kryształy kalcytu w świetle spolaryzowanym.

Aragonit. $CaCo_3$, różni się od kalcytu układem, krystalizuje bowiem w układzie rombowym; przy ogrzewaniu przechodzi w kalcyt, rozpuszcza się w HCl.

Odróżnienie od kalcytu: proszek aragonitu przy gotowaniu ze skoncentrowanym roztworem azotanu kobaltawego barwi się na kolor liliowy.

Kalcyt pozostaje najprzód bezbarwny, a później staje się niebieski. Aragonit występuje jako osad w termach, w skorupach małży, amonitów.

Dolomit, $CaCo_3.MgCo_3$, klasa skalenoedru dytrygonalnego, twardość 3·5—4, barwy kalcytu. Występuje rzadko w bliźniakach, stąd w szlifach mikroskopowych można go odróżnić od kalcytu. Występuje bądź to w kryształach w próżniach, znany jest jako ziarnisty i jako skała zbita.

Siarczany jak gips, anhydryt, chlorki jak sól kuchenna, sole potasowe, patrz w rozdziale o osadach chemicznych.

Organizmy skałotwórcze.

Organizmy tak zwierzęce jak i roślinne odgrywają ważną rolę w tworzeniu skał. Posiadają one szkielety bądź to krzemionkowe, wapienne, fosforanowe bądź magnezowe.

Do krzemionkowych zaliczamy: okrzemki, promieniowce (radjolarje) i częściowo gąbki.

Okrzemki należą do rodziny glonów, wytwarzają one szkielet zbudowany z dwóch skorupek zachodzących na siebie tak, jak pudełko i jego pokrywka. Kształt posiadają bądź okrągły, bądź trójkątny lub też czworoboczny.

Materjał, z którego szkielet jest utworzony, jest opalem. Okrzemki

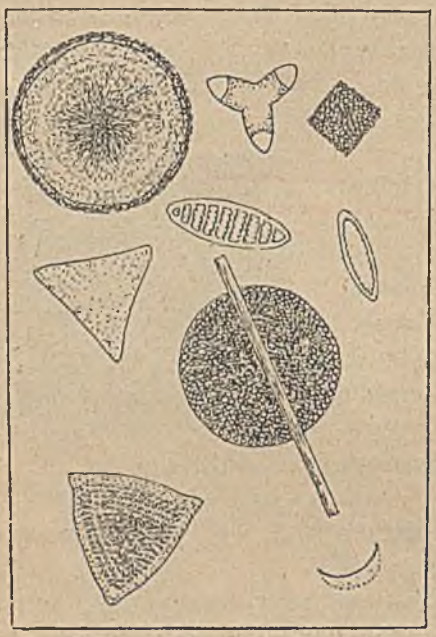


Fig. 6. Różne okrzemki (Diatomeae).

żyją w morzu i w wodach słodkich. Nagromadzenia ich szczątków występujące w większych ilościach, noszą nazwę ziemi okrzemkowej.

Promieniowce (radjolarje) są to zwierzęta jednokomórkowe, których plazma zawiera wewnątrz porowatą kapsułkę centralną. Wytwarzają one bardzo misterne szkieleciki z krzemionki lub z substancji organicznej t. zw. akantyny. Tylko odmiany krzemionkowe odgrywają rolę skałotwórczą. Żyją one wyłącznie w morzu, bądź to na powierzchni, bądź w wielkich głębiach. W dzisiejszych osadach wielkich głębi oceanicznych, występują masowo, tworząc t. zw. muły radjolarjowe.

Kopalnie znane są począwszy od kambru, w łupkach krzemionkowych i rogowcach, zwanych w wypadkach dużego nagromadzenia ich szczątków, radjolarytami.

Gąbki (Coelenterata). Zwierzęta te, żyjące bądź gromadnie bądź pojedynczo, wytwarzają w swoim ciele krzemionkowe, w rzad-

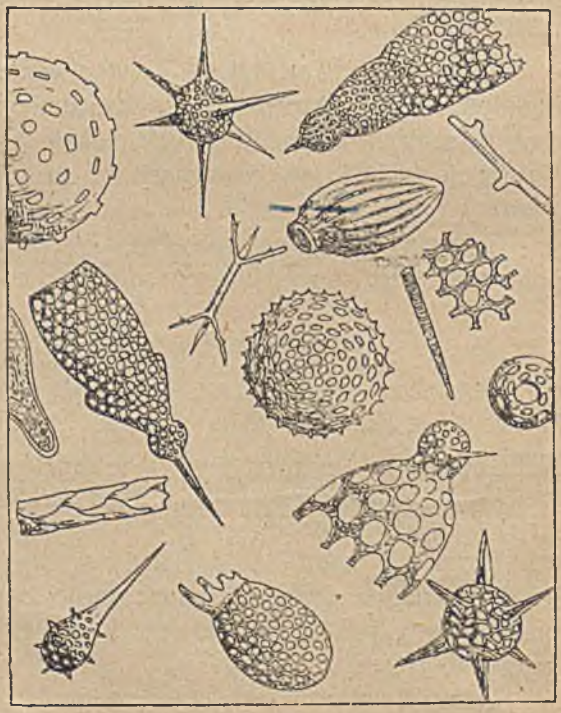


Fig. 7. Promieniowce (Radjolarje).

szych wypadkach, wapienne szkielety. Elementy szkieletowe są bądź luźnie rozrzucone w ciele zwierzęcia, bądź też wiążą się razem.

Wśród elementów szkieletowych wyróżniamy jedno-cztero- i sześcioosiowe. Wszystkie gąbki, z wyjątkiem jednego gatunku, żyją w morzu, i to gąbki o szkielecie wapiennym w wodach płytkich, o szkieletach krzemionkowych w głębiach do 6000 m. Przy procesach fosylizacji kanał osiowy, przechodzący przez środek elementów szkieletowych, ulega rozszerzeniu. Częstem jest również zjawisko zastąpienia pierwotnej substancji mineralnej, z której zbudowane są elementy, t. zn. opalu, przez chalcedon.

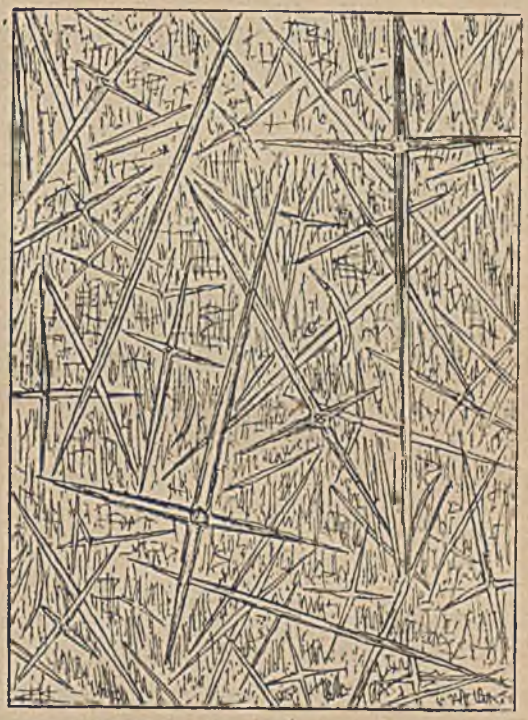


Fig. 8. Igły gąbek w szlifie.

Również elementy wapienne gąbek bywają bardzo często zastąpione przez krzemionkę.

Organizmy o szkielecie wapiennym. Odgrywają tu rolę zarówno rośliny jak i zwierzęta.

Rośliny: Glony. Wśród glonów występują formy rozgałęzione, wydzielające w swym ciele węglan wapnia i budujące z niego swój szkielecik. Z ważniejszych należą tutaj: Diplopora, Gyroporella, Litotamnia.

Diplopora tworzy rurki z wielkim kanałem centralnym, przewężeniami podzielonym na pierścienie. Na każdym pierścieniu okółkowo dwa albo więcej odgałęzień bocznych. Skałotwórczo występuje w tryjasie alpejskim.

Gyroporella. Tworzy długie rurki niepodzielone na pierścienie. Powierzchnia pokryta sześciobocznemi polami. Występuje skałotwórczo w tryjasie alpejskim.

Litotamnium. Tworzy nerkowate, groniaste, bułowate naskorupienia, zbudowane warstwowo. W szlifie poprzecznym widać szereg komórek wielobocznych, w szlifie podłużnym prostokątnych. Skałotwórczo występują głównie w miocenie. Wszystkie wymienione rośliny żyją w morzu.

Zwierzęta. Otwornice *(Foraminifera, Rizopoda).*

Zwierzęta, których ciało składa się z protoplazmy, tworzą szkielety zbudowane bądź to z 1) chityny grupa ta *(Chitinosa)* żyje w wodach słodkich i jest bez znaczenia dla procesów skałotwórczych;

Fig. 9. Otwornice (a Orbitoliny). Wapień dolno kredowy.

2) ze zlepionych ziarenek kwarcu, lub innych fragmentów.

3) grupa *Agglutinantia* z wapienia zbitego, skorupka pozbawiona otworków, z wyjątkiem jednego.

Grupa *Calcarea imperforata*, należą tutaj: *Orbitolina*, *Alveolina Miliola* i t. d.

4) posiadają skorupkę porowatą, stąd nazwa: *Calcarea perforata.*

Należą tu *Globigerina*, występująca masowo w t. zw. mule globigerynowym, przedewszystkiem w Atlantyku.

Fusulina, skałotwórczo w górnym karbonie morskim n. p. w Rosji.

Nummulity, dochodzące do rozmiarów bardzo znacznych. Występują masowo w eocenie, na obszarze dawnego morza Śródziemnego, w Polsce: Tatry, Karpaty.

Orbitoidy, zbudowane z szeregu koncentrycznych pierścieni, znane od kredy do miocenu, najczęściej w eocenie.

Korale. Korale (Coelenterata) zwierzęta żyjące w wodach ciepłych i nie głębokich.

Wytwarzają najczęściej szkielet wapienny, składający się z otoczki zewnętrznej t. zw. teki i przegród wewnętrznych, septów. Budują często całe rafy, których pierwotna struktura organiczna ulega czasem wskutek późniejszych procesów zmianie lub zanikowi.

Kopalnie występują w całym szeregu wapieni.

Szkarłupnie (Echinodermata).

Należą tu jeżowce, liljowce, rozgwiazdy i wymarłe Cystoidea i Blastoidea, wszystko zwierzęta morskie.

Każda część składowa szkieletu szkarłupni posiada charakterystyczną budowę. Każda stanowi odrębny kryształ kalcytu i w szlifie mikroskopowym wykazuje charakterystyczną strukturę siatkową.

Analizy, wykonane na krynoidach i jeżowcach, wykazały, że zawartość węglanu magnezu może w ich szkieletach dochodzić do 13%.

Kopalnie spotykamy niejednokrotnie wapienie, zbudowane z krążków łodygi liliowców, t. zw. wapienie krynoidowe: Tatry, Pieniny.

Fig. 10. Przekrój przez mszywioła (briozoon).

Mszywioły (Briozoa). Zwierzątka, żyjące w morzu w kolonjach, tworzą szkielety zbudowane z szeregu komórek, pozbawionych przegród poprzecznych i promienistych.

Brachiopody. Zwierzęta o dwóch skorupkach ruchomo połączonych pod dzióbkiem.

Struktura skorupy brachiopada jest tak charakterystyczną, że pozwala rozpoznać niewielki nawet fragment tejże.

U brachiopodów, posiadających zamek, skorupka zbudowana jest z pryzmatów kalcytu, ustawianych skośnie do powietrzchni. W wielu wypadkach powierzchnia ta jest punktowana wskutek przedziurawienia przez kanaliki. U formy Lingula skorupa zbudowana jest z naprzemian leżących warstewek rogowatej substancji organicznej i fosforanu wapniowego. Oba rodzaje warstewek przejęte są licznemi kanalikami. Wszystkie brachiopody są zwierzętami morskiemi.

Mięczaki. Należą tu: małże (Lamellibranchiata), ślimaki (Gastropoda), głowonogi (Cephalopoda).

Małże posiadają dwie skorupy ruchome, związane pod szczytem. Zbudowane są z dwu warstw: zewnętrznej pryzmatycznej z kalcytu i wewnętrznej blaszkowatej z aragonitu.

U niektórych małży, jak n. p. inoceramów, warstwa zewnętrzna osiąga grubość paru mm.

Zwierzęta przeważnie morskie, tylko niektóre gatunki słodkowodne.

Ślimaki. Zwierzęta morskie, słodkowodne i lądowe. Skorupę posiadają zwiniętą spiralnie, zbudowana z aragonitu, który jednak rzadko przechowuje się w tej formie, najczęściej przechodzi w agregat kryształków kalcytu.

Głowonogi. *Belemnity* posiadają szkielet wewnetrzny (rostrum) zbudowany z promienisto ułożonych włókien kalcytu. Każde włókno jest odrębnym kryształem. *Nautilus* (łodzik) posiada skorupę zwiniętą w jednej płaszczyznie, składającą się z dwóch warstw aragonitowych, zewnętrzna posiada strukturę ziarnistą, wewnętrzna blaszkowatą.

Analogiczną budowę posiadają *amonity*. Aragonit jednak bywa najczęściej w stanie kopalnym zastąpiony kalcytem.

Uwarstwienie.

Większość skał osadowych wykazuje uwarstwienie, polegające na obecności płytowatych mas, leżących na sobie mniej więcej równolegle. Strona górna warstwy nosi nazwę stropu, strona dolna spągu. Odległość między stropem a spągiem nazywamy miąższością warstwy.

Oddzielenie poszczególnych warstw następuje najczęściej na skutek zmiany charakteru petrograficznego osadu. W rzadszych wypadkach na skutek pewnej przerwy w sedymentacji, jak o tem pouczają skamieliny z jednej strony nadtrawione. W niektórych wypadkach osad może zostać zniszczonym w fazie następnej — fakt ten powoduje również przerwę w ciągłości osadu.

Miąższość warstw bywa rożna, od ułamków centymetra do kilkudziesięciu metrów.

Miąższość warstw nie może być miarą czasu, potrzebnego na ich powstanie. Osady głęboko-morskie tworzą się niesłychanie powoli — osady przybrzeżne szybko. Aby zrozumieć proces powstawania warstw, przypatrzmy się stosunkom panującym w jeziorach.

Ciekawe badania w tym kierunku przeprowadzone zostały pod kierownictwem Alberta Heima.

Obserwując materjał niesiony przez rzeki zauważymy, że bywa on rozmaity — zależnie od pory roku. Z wiosną, kiedy siła transportowa wody jest znaczna, rzeki niosą materjał gruby. Podczas niskiego stanu wód rzeki niosą materjał jedynie bardzo drobny. Fakt ten odbija się na sedymentacji w jeziorze, wykazując na przemian warstwy z materjału grubego i drobnego.

Horyzontalna rozciągłość warstw, jak i pionowa jest zmienną. Obok warst, które rozciągają się z prawie stałym charakterem petrograficznym na dziesiątki kilometrów, znamy warstwy, które nikną na przestrzeni paru metrów. Na ogół można powiedzieć, że sedymenty głębokomorskie mają rozciągłość większą, osady morza płytkiego mniejszą. Warstwa kończy się w ten sposób, że miąższość jej staje cię coraz mniejszą, wreszcie znika zupełnie; powiadamy wtedy, że warstwa wyklinowuje się [1]). Z samego procesu

Fig. 11.

sedymentacji wynika, że warstwa prędzej czy później uledz musi wyklinowaniu, dlatego, że sedymentacja odbywa się pasami, poczynając od pewnych miejsc, które dostarczają materjałów. Warstwowanie nie zawsze jest zupełnie wyraźnie zaznaczone. Czasem możemy obserwować całe potężne kompleksy skalne, na pozór zupełnie jednorodne, które jednak przy bliższem rozpatrzeniu wykazują uwarstwienie, na skutek ułożenia równoległego pewnych elementów, n. p. blaszek miki.

W wypadkach wątpliwych, gdy nie wiemy, w którą stronę warstwy są pochylone, odbijamy kawałek skały; jeżeli odłupana

[1]) Oczywistą jest rzeczą, że mówimy tu o wyklinowaniu się warstwy przy sedymentacji, abstrahując od kończenia się warstwy na skutek pewnych procesów tektonicznych, n. p. uskoku, ewentualnie wyprasowań tektonicznych.

powierzchnia jest zgodna z warstwą, to ujrzymy połyskujące na niej blaszki miki, w innym wypadku z powodu cienkości blaszek miki pyłysku nie ujrzymy.

Normalnie warstwy są ułożone zupełnie poziomo; jeżeli spotykamy w przyrodzie warstwy pochylone w najrozmaitszy sposób, (czasem stojące prostopadle lub nasunięte na siebie), to przyczyną tego są późniejsze procesy tektoniczne.

W rzadszych wypadkach obserwujemy warstwy pierwotnie nachylone, n. p. w deltach.

Możność zorjentowania się w kierunku, rozciągłości i pochyleniu warstwy odgrywa w geologji pierwszorzędną rolę ze względu na budowę geologiczną badanego obszaru. Warstwy poziomo leżące żadnej orjentacji nie posiadają, w mapie zaznaczamy je znakiem +. Warstwy pochylone mierzymy kompasem górniczym, opatrzonym podziałką obejmującą 360°, na którym wschód i zachód są przestawione. Kompas górniczy posiada wahadełko, które, poruszając się na półkręgu opatrzonym podziałką, mierzy nam nachylenie warstw. Pomiar odbywa się w sposób następujący: kompas przykładamy do warstwy zupełnie poziomo dłuższą krawędzią N-S i odczytujemy na podziałce kąt, jaki zamyka igła magnetyczna z kierunkiem N-S; kąt, ten nazywamy biegiem warstwy. (Kierunek poziomy określamy bądź to na oko, bądź też przy mniejszych nachyleniach kompasem, ustawiając go prostopadle krawędzią dłuższą i poruszamy nim tak długo, aż nam wahadełko pokaże 0°) (fig. 12).

Prostopadle do kierunku biegu mierzymy nachylenie warstwy, określając je w ten sposób, że kompas ustawiamy prostopadle do kierunku biegu i prostopadle do warstwy. Wahadełko, które powinno poruszać się swobodnie, pokaże nam nachylenie w stopniach. Przy wyznaczaniu nachylenia musimy określić kierunek, w którym warstwa zapada.

Bieg i upad oznaczamy na mapie przez ⊢, przyczem linja dłuższa, oznacza nam bieg warstwy, krótsza kierunek upadu.

Upad i bieg oznaczamy w skróconej formie n. p. 220° N 15°, co nam oznacza, że warstwa posiada bieg 220° t. zn. północny-wschód-południowy zachód i upada ku północnemu zachodowi pod kątem 15°.

Wspomnieliśmy poprzednio, że normalnie warstwy są ułożone poziomo i równolegle do siebie. Spotykamy jednak warstwy, które

krzyżują się w najrozmaitszy sposób, dając t. zw. uwarstwienie wichrowate (fig. 13).

Uwarstwienie tego rodzaju obserwujemy wśród osadów przybrzeżnych, względnie tworzonych przez wiatr np. w wydmach piaszczystych, to znaczy w środowisku, w którem kierunek i siła transportowa ulegają szybkiej zmianie.

Podobne uwarstwienie wykazują osady rzeczne.

Powierzchnie warstw pokryte są czasem powyginanemi bruzdami, niejednokrotnie krzyżującemi się, podobnemi do tych, które możemy zauważyć na powierzchni wydm piaszczystych, względnie na dnie płytkiego morza; noszą one nazwę „ripple marks".

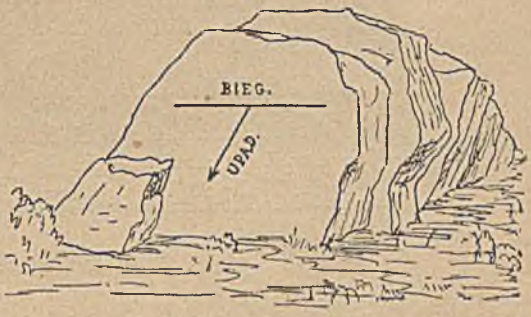


Fig. 12.

Powierzchnie piaskowców fliszowych pokryte są często t. zw. hieroglifami, o których szerzej przy fliszu.

Czasem na powierzchniach warstw zauważamy wielokątne figury, przypominające system pęknięć, jakie występują na wysychającem błocie, rzadko ślady stóp zwierząt, pseudomorfozy po kryształach soli i t. d.

Warstwy mogą leżeć na sobie zgodnie albo niezgodnie.

O zgodności mówimy wtedy, jeżeli nie możemy zauważyć żadnej różnicy w kącie nachylenia warstwy dolnej i górnej. Zgodność ułożenia warstw nie jest jeszcze dowodem ciągłości sedymentacji. Niejednokrotnie się zdarza, że warstwy, zgodnie leżące na sobie, pochodzą z różnych okresów geologicznych, a pomiędzy niemi jest znaczna przerwa straty-

Fig. 13.

graficzna, np. ułożenie miocenu na sylurze na Podolu. Powierzchnia warstwy dolnej może nosić na sobie ślady działalności denudacyjnej czynników atmosferycznych, pochodzących z okresu przed osadzeniem się warstwy górnej. W wypadkach ułożenia niezgodnego warstw obserwujemy różnicę w nachyleniu warstwy dolnej i górnej. Jeżeli potrafimy ustalić wiek najmłodszej z warstw

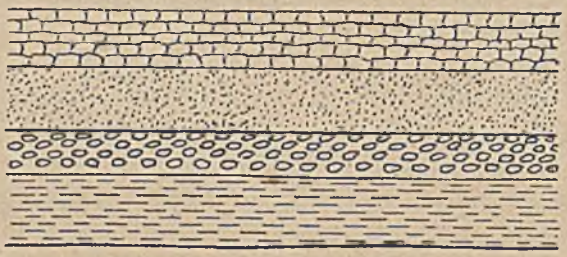


Fig. 14.

pochylonych i warstwy leżącej nad nią, posiadamy możność stwierdzenia czasu ruchów tektonicznych, które to zaburzenie spowodowały. Ruch będzie młodszy aniżeli najmłodsza z warstw, biorących udział w tym ruchu, a starszy aniżeli warstwa ruchem tym nie dotknięta.

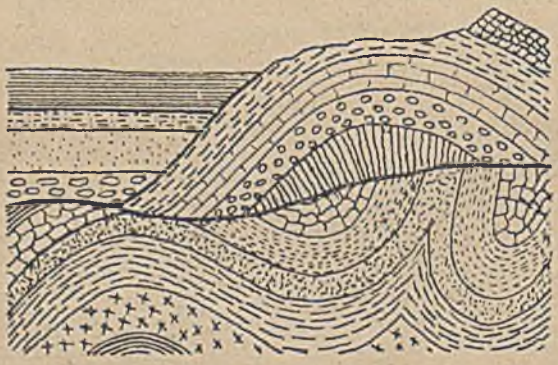


Fig. 15.

Oczywistą jest rzeczą, że i warstwa górna może być jakimś innym ruchem wychylona i być z kolei niezgodną w stosunku do warstw wyższych. Obserwując podobne zjawiska, ustalamy chronologję ruchów, które miały miejsce w danym obszarze.

Fakt przekraczania jakichś warstw poza warstwy, leżące w spodzie, nosi nazwę transgresji. Warstwy transgredujące posiadają

w spągu najczęściej konglomeraty, pochodzące z rozkruszenia, działaniem fal wkraczającego morza, warstw leżących w spodzie.

Transgresywnie ułożone są np. osady formacji kredowej w Polsce, które w spągu posiadają zlepieniec wieku cenomańskiego.

Obserwując skały, zwłaszcza w obszarach górskich, przekonamy się łatwo, że obok uwarstwienia pierwotnego, pochodzącego z okresu sedymentacji tychże skał, istnieje inny rodzaj oddzielania się, nie mający z pierwszym nic wspólnego.

To powstałe wtórnie oddzielanie się nazywamy „clivage“ t. j. łupliwość. Clivage wytwarza się przy nacisku górotwórczym w ten sposów, że pewne elementy o kształcie blaszkowatym układają się prostopadle do kierunku ciśnienia, przy równoczesnym

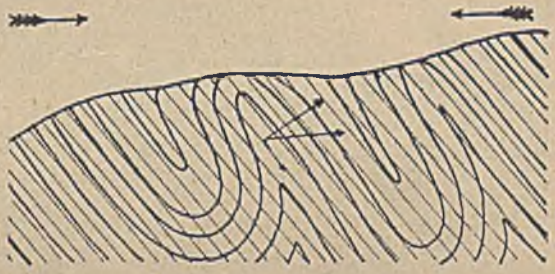


Fig. 16. Strzałki oznaczają kierunek nacisku, linje ukośne clivage (z Schaffera).

rozciągnięciu. Skamieliny, występujące w łupkach krystalicznych, ulegają czasem znacznemu wydłużeniu.

Jeżeli „clivage“ przebiega prostopadle do uwarstwienia, powoduje to rozpadanie skały na długie pryzmaty.

Obok uwarstwienia i clivagu zauważyć można jeszcze jeden sposób oddzielania się skały, występujący przedewszystkiem bardzo pięknie u skał magmatycznych, lecz dający się również widzieć u skał osadowych, t. zw. cios.

Cios bywa albo zupełnie wyraźny, albo ukryty potencjalnie w skale, a ujawniający się przy uderzeniu. Cios zawdzięcza swoje powstanie procesom towarzyszącym zestalaniu się skały, a polegającym na zmniejszaniu się objętości bądź to przez krystalizację w skałach magmatycznych, bądź przez utratę wody przy wysychaniu u skał osadowych. Mówimy o ciosie słupowym, płytowym i t. d. (fig. 16).

Oddzielanie się skał może spowodować cały system szczelin i ukoków.

Badania techniczne.

Skały zarówno magmatyczne, jak i osadowe stanowią poszukiwany materjał do celów technicznych, o ile odpowiadają pewnym wymaganiom. Zależnie od celów, do których skała ma być użytą, badamy jej twardość, wytrzymałość na ciśnienie, wytrzymałość na rozciąganie, odporność na czynniki atmosferyczne etc.

Ważną rzeczą jest zachowanie się skały przy obrabianiu kamieniarskiem. Zależy to oczywiście od twardości poszczególnych składników i rodzaju lepiszcza. Znamy wiele skał takich, które

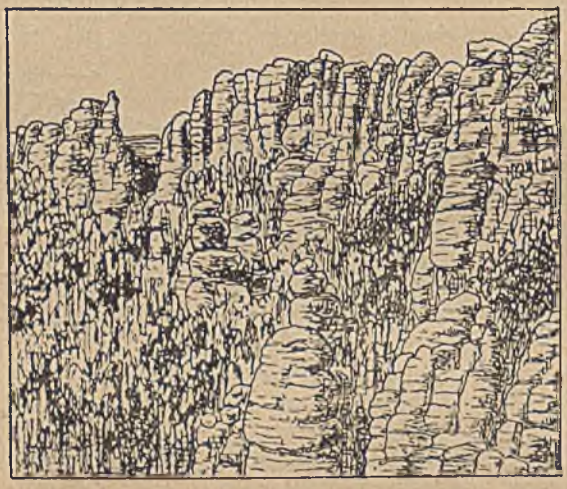


Fig. 17. Piaskowiec t. zw. „Quadersandstein“ o ciosie słupowym (z Kaysera).

wzięte wprost z kamieniołomu, jeszcze w stanie wilgotnym, nie przedstawiają przy obrabianiu większych trudności. Po wyschnięciu jednak trudności te wzrastają.

Ścieralność skały zależy również od twardości składników, jak i od lepiszcza. Piaskowce o lepiszczu marglistym lub ilastym przy ścieraniu ulegają łatwo zniszczeniu dlatego, że poszczególne ziarenka piasku zostają wykruszone.

W wypadkach, kiedy chodzi o dużą odporność przy ścieraniu, jak n. p. przy kamieniach młyńskich, kostkach na bruk, wybierać musimy skały takie jak kwarcyty, których ścieralność jest nieznaczna.

Ścieralność skały badamy, wykonując z niej kostkę o określonej

wadze, którą umieszczamy na szybko wirującej tarczy, na której kostka ściera się. Ubytek na wadze, po określonej liczbie obrotów da nam miarę ścieralności skały.

Ścieralność podajemy w liczbach oderwanych, pozwalających nam na porównanie z innemi skałami.

Przy używaniu skał na wysokie budowle, tunele, mosty etc. musimy znać ich wytrzymałość na ciśnienie. Wytrzymałość skał na ciśnienie oznaczamy w ten sposób, że z badanego materjału sporządzamy kostkę o krawędzi najczęściej 7 cm i poddajemy ją ciśnieniu w prasach aż do chwili, kiedy skała zaczyna się kruszyć. Średnia z kilkunastu takich badań, podana w kilogramach na 1 cm^2, daje nam wytrzymałość na ciśnienie. Przy badaniu skał warstwowanych powierzchnie ciśnienia powinny zgadzać się z warstwowaniem.

Średnia wytrzymałość na ciśnienie u piaskowców waha się w granicach od 200 do 800 kg na 1 cm^2.

U wapieni i dolomitów 500—1200 kg cm^2.

U granitu i pokrewnych skał 800—2500 kg cm^2.

U bazaltów do 4000 kg/cm^2, w rzadkich wypadkach do 5000 kg/cm^2.

Istnieją w Polsce, np. przy technice we Lwowie i Warszawie zakłady, które wykonują techniczne badanie skał.

Ważnym bardzo momentem jest zachowanie się skały w stosunku do czynników atmosferycznych, jak mróz, wilgoć i t. d. Skały zawierające w swoim składzie części ilaste czy margliste, pod wpływem wilgoci zmniejszają swoją odporność na ciśnienie. Wiele poważniejsze zmiany sprowadza mróz. Ma to głównie miejsce u skał porowatych, które łatwo nasiąkają wodą, a ta zamarzając powoduje powolne rozluźnianie się skały. Wielokrotnie powtarzające się zamarzanie i tajanie spowodować może zupełne zniszczenie danego objektu.

Aby zbadać zachowanie się skały pod tym względem, napajamy ją wodą, poddajemy zamrażaniu — następnie odtajaniu, próbę tę wykonujemy wielokrotnie i wtedy badamy ją powtórnie na wytrzymałość na ciśnienie.

Skały, które w lepiszczu zawierają elementy łatwo rozpuszczalne, z natury rzeczy będą mało odporne na działanie czynników atmosferycznych. Odnosi się to również do skał o lepiszczu wapiennem, które zwłaszcza wobec wody, zawierającej bezwodnik węglowy, zachowują się mało odpornie.

W większych miastach przy spalaniu węgla, zawierającego piryt, względnie markazyt, znajduje się w powietrzu bezwodnik siarkowy SO_2, który w połączeniu z wodą, daje kwas siarkowy, a ten może powodować przemianę węglanów w siarczany, łatwo rozpuszczalne. Znanym przykładem tego zjawiska jest katedra kolońska, do której budowy użyto piaskowca o lepiszczu dolomitycznym, który pod wpływem kwasu siarkowego, w ten sposób powstałego, przeobraża się w siarczan magnezu i wapnia.

Bardzo szkodliwa jest w skałach domieszka markazytu, względnie pirytu, który pod wpływem wilgoci przechodzi łatwo w limonit, powodując brunatne plamy, przyczem wydziela się również siarczan żelazowy i kwas siarkowy, który działając na węglany, przeobraża je w siarczany rozpuszczalne, co spowodować może zupełne rozpadnięcie się skały. Także węglan żelaza ulega łatwo przeobrażeniu w limonit.

Powstawanie skał osadowych.

Skały osadowe powstają z mechanicznych i chemicznych produktów rozkładu skał magmatycznych, łupków krystalicznych i skał osadowych oraz ze szczątków organizmów zwierzęcych i roślinnych.

Oczywistą jest rzeczą, że wszystkie elementy składowe skał osadowych muszą mieć pierwotne swe źródło w skałach magmatycznych, które stanowią podłoże skał osadowych, wszędzie spotykane i były pierwszą stałą powłoką, która utworzyła się na ostygającej kuli ziemskiej.

Zależnie od genezy wyróżnić możemy wśród skał osadowych trzy kategorje:

1) skały powstałe z produktów mechanicznego i chemicznego wietrzenia innych skał,

2) skały powstałe przez strącenie się z roztworów wodnych, elementów wyługowanych z innych skał,

3) skały zawdzięczające swe powstanie organizmom zwierzęcym i roślinnym.

Zanim przystąpimy do opisu i systematyki skał osadowych, zajmiemy się pokrótce procesami, które powodują, że ze skały zdrowej, niezwietrzałej, powstają produkty, które po przejściu pewnych kolei dają początek skałom osadowym.

Gdziekolwiek skała wystawiona jest na działanie czynników atmosferycznych, podlega ona bardzo szybko desagregacji, rozpa-

dając się na gruz. Wystarczy przyjrzeć się jakiejkolwiek ścianie granitowej, na pozór zwartej, jednolitej, aby przekonać się o stopniu rozpadu skały. Wszędzie u stóp zauważymy potężne stożki nasypowe, będące nagromadzeniem materjału zwietrzelinowego skały. Sama powierzchnia granitu jest chropowata, pewne minerały ulegają wypreparowaniu, inne zanikowi. W miejscach, gdzie produkty zwietrzenia nie są usuwane, zauważymy nagromadzenia luźnych ziarn kwarcu, będących ostatnim śladem zwietrzałego granitu.

Proces, powodujący stopniowy rozpad skał, obejmujemy

Fig. 17. Piargi w Tatrach.

nazwą wietrzenia. Składa się nań cały szereg czynników, które pokrótce omówimy.

Czynniki te dadzą się podzielić na dwie kategorje: **mechaniczne i chemiczne.** W jednej i drugiej kategorji najważniejszą rolę odgrywa woda.

Oczywistą jest rzeczą, że wietrzenie odbywać się będzie przedewszystkiem na powierzchni skorupy ziemskiej, która na działanie tych czynników jest wystawiona.

Ponieważ powierzchia skorupy ziemskiej w różnych swych częściach jest wystawiona na działanie różnych czynników, stąd też efekt i charakter wietrzenia będzie różny. Podobnie i w ubie-

głych okresach geologicznych zmieniały się warunki na kuli ziemskiej, **co odbijało się również** na sposobie wietrzenia.

Wietrzenie mechaniczne.

Wietrzenie mechaniczne spowodowane jest następującymi czynnikami:

1) insolacją,
2) działaniem wody będącej w ruchu (rzeki, morza, jeziora),
3) działaniem śniegu i lodu,
4) działaniem powietrza.

Działanie insolacji. W okolicach, w których powierzchnie skał ulegają silnemu nagrzaniu w dzień, a stosunkowo szybkiemu ostyganiu w nocy, czyli innemi słowy, których wahanie temperatury w ciągu doby jest znaczne, słońce wywiera znaczny wpływ na niszczenie skał.

Skały zbudowane są z rozmaitych elementów, o różnej barwie, a zatem o różnej zdolności absorbcyjnej ciepła, jak i o różnym współczynniku rozszerzalności. Z tego powodu skały wystawione na działanie słońca rozszerzają się nierównomiernie i ulegają rozluźnianiu. Na obszarach pustynnych spotykamy liczne przykłady szybkiego rozpadania się skał z powodu zmian temperatury, np. skorupowe odpadanie wierzchnich warstw.

Działanie mechaniczne wody płynącej, polegające na żłobieniu sobie koryt, obejmujemy nazwą erozji. Oczywistą jest rzeczą, że woda sama przez się pracy tej wykonać nie może. Czyni to za pośrednictwem unoszonych cząstek skalnych. W miejscach, gdzie woda jest zupełnie czystą, jak np. Ren koło Szafuzy, który utracił materjał skalny w jeziorze Bodeńskiem, woda nie jest nawet w stanie usunąć bujnej wegetacji glonów, która pokrywa próg wodospadu.

Działalność mechaniczna wody, a zarazem jej zdolność transportowa zależy od szybkości ruchu wody, a ta od spadku, ilości wody i od tarcia.

Ponieważ w rzece czynniki te ulegają zmianie, zatem i jej działalność erozyjna musi się zmieniać.

Na ogół w górnym biegu rzeki działalność erozyjna jest większa dlatego, że spadek jest większy, podobnie w tych miejscach, w których rzeka nagle się zwęża, działanie erozji jest silniejsze, wskutek tego iż wielka ilość wody przecisnąć się musi przez wąskie koryto.

Działalność mechaniczna wody ujawnia się najlepiej na wodo-

spadach. Przykładem wodospad Niagary, w którym próg cofa się rocznie średnio o $^3/_4$ m.

Charakterystycznem zjawiskiem, występującem w związku z wodospadami, są kotły (garnki) czyli marmity. Są to głębokie cylindryczne jamy, powstałe na skutek obrotu głazów, wprawionych w ruch przez spadającą wodę. Tego rodzaju marmity z leżącemi na dnie głazami znamy z ogrodu lodowcowego Lucerny. Marmity, łącząc się z sobą, mogą dawać początek głębokim i wąskim gardzielom.

Przykładem potężnego działania erozyjnego wód płynących są głęboko wcięte doliny górskie, kaniony etc.

Jak wspomnieliśmy, rzeki unoszą z sobą materjał skalny, który daje początek sedymentom. Materjał, transportowany przez rzeki, pochodzi głównie ze zwietrzeliny skalnej, która nagromadzana u stóp gór, dostaje się następnie za pośrednictwem wód w niżej położone okolice.

Czasem materjał zwietrzelinowy spada nagle i szybko w dół jako t. zw. zsuw. Materjały niesione przez rzeki miewają różny charakter. W biegu górnym, gdzie siła transportowa jest znaczna, obserwować będziemy materjał gruby, zaś w miarę posuwania się od źródeł ku ujściu, materjał staje się coraz drobniejszy. Równocześnie dokonuje się selekcja niesionego materjału, polegająca na tem, że skały odporne będziemy mogli śledzić o wiele dalej, gdy mniej odporne zostaną znacznie prędzej rozkruszone. Tak np. w żwirach Dunajca, w miarę oddalania od Tatr, możemy obserwować przewagę twardych kwarcytów permskich nad stosunkowo mniej odpornemi otoczakami granitu.

Siłę transportową wód ilustruje następujące zestawienie:

drobny piasek przeniesionym bywa przy prądzie 0,2 m/sek.
gruby „ . . . . . 0,3 „
drobny żwir . . . . . 0,7 „
żwir wielkości grochu . . . . . 0,9 „
otoczaki wielkości jaja gołębia . . . . . 1,6 „
$1^1/_2$ kg wagi otoczaki skały . . . . . 1,7 „

Jak wielkie ilości części skalnych zawieszonych w wodzie niosą rzeki, poucza przykład rzeki Reuss, która niesie rocznie do jeziora Czterech Kantonów 200.000 m^3.

Obok materjałów, toczonych po dnie i zawieszonych w wodzie, niosą rzeki znaczne ilości substancyj rozpuszczonych.

W miejscach, gdzie siła transportowa rzeki słabnie, bądź to

z powodu zmniejszenia się spadku, bądź rozszerzenia się koryta, materjały niesione przez rzekę ulegają osądzaniu. Nagromadzanie materjału zauważymy na wklęsłej stronie meandrów, dalej przy ujściach rzek, w deltach jeziornych, morskich i t. d.

U wszystkich rzek transport materjałów odbywa się przedewszystkiem podczas wysokiego stanu wód. Z chwilą zmniejszenia stanu wody, kiedy siła transportowa maleje, niesiony materjał układa się w wyspy, zbudowane z piasku, żwiru i mułu, wznoszące się ponad zwierciadło rzeki. Uwarstwienie tego rodzaju utworów jest wichrowate. Duże otoczaki rzeczne układają się zazwyczaj na kształt dachówek, pochylonych w kierunku ruchu wody. Pozwala nam to wnioskować o kierunku płynięcia wody u żwirowisk współczesnych i starych.

Rzeki, posiadające mały spadek, mają tendencję do tworzenia zakoli czyli meandrów. Strona wypukła meandrów jest silnie atakowana przez wodę i posiada wskutek tego strome brzegi, strona wklęsła meandru jest miejscem akumulacji materjałów niesionych przez rzekę.

Cząstki stałe, niesione przez rzekę, składane zwłaszcza w jej dolnym biegu, powodują niejednokrotnie podnoszenie koryta, jak tego klasycznym przykładem jest Pad.

Pad zasilany jest szeregiem dopływów, przynoszących z Alp olbrzymią ilość materjałów skalnych, których rzeka ta nie jest w stanie unieść. Nagromadzają się one przeto, powodując podnoszenie koryta, tak, że już koło Ferrary leży ono wzniesione o jeden metr ponad okolicę.

Ilość części stałych, unoszonych przez rzekę, może być tak wielka, że spowoduje zupełne zasypanie koryta i rzeka musi sobie szukać innego łożyska. Zjawisko to możemy obserwować na największą skalę na rzece Hoangho, która podczas wysokiego stanu jej wód, nie mogąc się pomieścić w zamulonem korycie, stwarza sobie nowe koryta, czasem długości setek kilometrów.

U ujść rzek, wpadających do jezior i mórz, materjał niesiony przez nie układa się często w t. zw. delty.

Rozróżniamy **delty jeziorne i morskie.**

Stosunki sedymentacji w deltach można najprościej obserwować na deltach jeziornych dlatego, że spokojnego osadzania nie zakłócają tutaj prądy i fale.

Badania delty w jeziorze Lungernsee (w Szwajcarji), grubej na 12 m, wykazały, iż składa się ona z nachylonych pod kątem

30° ławic drobniejszych i grubych żwirów, z klinowato wchodzącemi pomiędzy nie wkładkami mułów. W dolnej części delty partje mułów rozszerzają się szybko ku dołowi, przybierając położenie poziome i przechodząc w osady dna jeziora.

Uwarstwienie w górnej części było pozbawione wszelkiej regularności. W żwirach znaleziono zwęglone części drzew i liści.

Delty tworzą się przedewszystkiem podczas wysokiego stanu wód. Wskutek ustawicznego narastania posuwają się one w głąb jeziora czy też morza. Jak szybkim bywa wzrost delt, poucza przykład Padu.

Miasto Adria, które za czasów Augusta było miastem portowem, jest obecnie odległe od morza o 35 km.

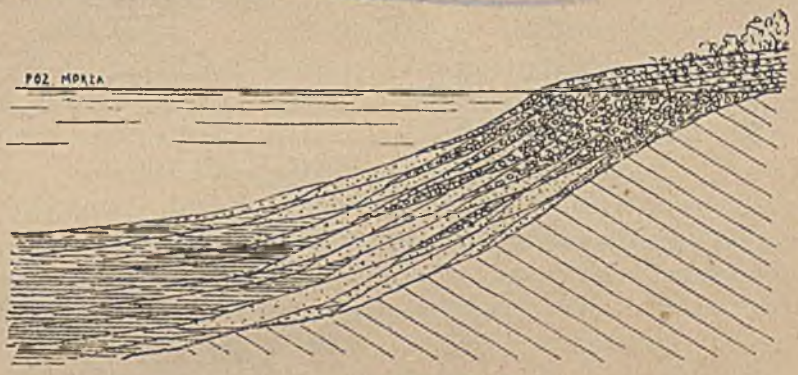


Fig. 18. Przekrój delty (z Kaysera).

Bardzo ciekawa jest delta rzeki Mississippi. Wzrost jej ogranicza się do ujść, posuwających się w głąb morza wąskiemi wałami piaszczystemi.

Z rzek polskich piękną deltę tworzy Wisła.

Jest charakterystyczną rzeczą, że niektóre rzeki nawet stosunkowo nie wielkie, budują delty, podczas kiedy rzeki większe jak Ren, Łaba delt nie tworzą.

To ostatnie zjawisko tłumaczymy sobie powolnem obniżaniem północno-niemieckich wybrzeży. Podnoszenie się lądu sprzyja tworzeniu się delt, np. w północnych Chinach.

W starszych formacjach geologicznych można również obserwować niejednokrotnie utwory deltowe, charakterystyczne swojem uwarstwieniem. Należą tu złoża konglomeratów w karbonie, znane z Belgji, Śląska i t. d.

Analogiczne złoża z molasy szwajcarskiej i t. d.

Działanie mechaniczne wody morskiej.

Brzegi morskie są terenem bardzo intensywnego niszczenia. Głównie powoduje to kipiel, wywołana wiatrami, jak i prądy, odpływy i przypływy.

Siła mechaniczna kipieli, obliczona na północno-szkockim wybrzeżu, wynosi w lecie średnio 3.000, w zimie 10.000 kg na 1 m^2, przy wielkich burzach wzmaga się ona do 30.000 kg. Obserwowano na wybrzeżach Anglji przesuwanie przez kipiel potężnych bloków, ważących setki cetnarów, o kilka metrów.

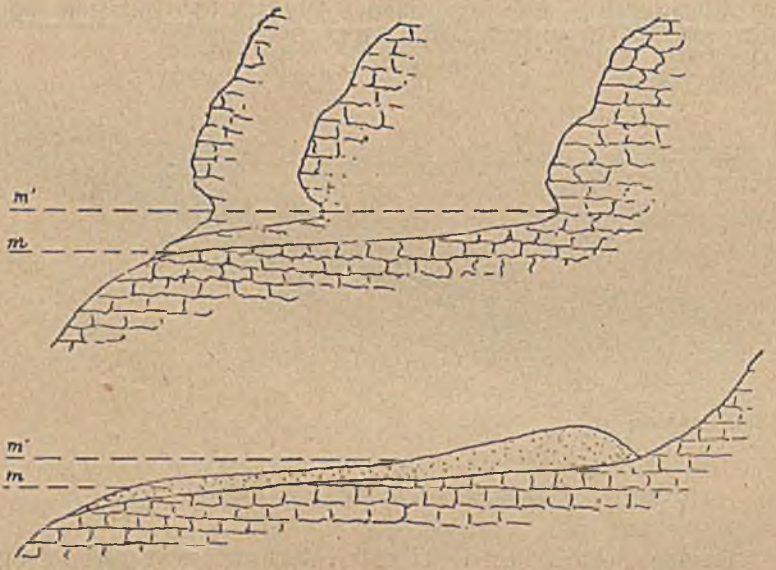


Fig. 19. Tworzenie się teras morskich, *m'* najwyższy stan morza, *m* najniższy (z Kayserа).

Niszczące działanie morza polega pozatem jeszcze na chemicznem oddziaływaniu soli, zawartych w wodzie morskiej, oraz obecności tlenu i bezwodnika węglowego; do tego przyłącza się czynność organizmów zwierzęcych i roślinnych.

Obserwowano, że krzemiany i skały krzemianowe w wodzie morskiej ulegają 2 do 14 razy szybszemu rozpadowi niż w wodzie słodkiej.

Niszczenie brzegów przez wodę morską, będącą w ruchu, jest spotęgowane obecnością otoczaków, żwiru i piasku, któremi fala niszczące działanie wykonuje.

Działanie kipieli, jakkolwiek tak potężne, ogranicza się jedy-

nie do wyższych partyj morza. Już w głębokości ok. 10 m działanie niszczącej fali słabnie, a w głębokości do 200 m zupełnie ustaje. Erozja morza na brzegach zaznacza się powstawaniem kotłów, żłobionych ruchem obrotowym głazów, poruszanych przez wodę morską, powstawaniem jaskiń, a w końcu teras morskich.

Zawiązkiem terasy są nieznaczne wgłębienia w granicach między najwyższym i najniższym poziomem morza. Atakująca fala wgryza się coraz głębiej, powodując obłamywanie się wyższych partyj, które woda przesuwa tam i z powrotem, ogładzając i rozdrabniając je. Powstaje w ten sposób terasa, pokryta ułamkami skał brzegu, która w miarę niszczącej pracy morza posuwa się w głąb lądu, podnosząc się równocześnie. Po pewnym czasie przychodzi moment, w którym fala nie dochodzi do stromego brzegu, gdyż traci ona swą siłę na łagodnie podnoszącej się plaży. Z tą chwilą, jeżeli nie nastąpi obniżenie się lądu, działalność niszcząca morza na brzegu jest skończona. Szybkość niszczenia brzegu zależy oczywiście od odporności skał i od ich ułożenia.

Zachodnie brzegi Irlandji, zbudowane z naprzemianległych pasów wapienia węglowego i czerwonego piaskowca dewońskiego, są atakowane w różny sposób przez morze. Silnie potrzaskany i stosunkowo mniej odporny wapień tworzy zatoki, odporniejszy piaskowiec dewoński półwyspy. Ułożenie warstw ma również wpływ na stopień i szybkość niszczenia.

Pochyłe ku morzu warstwy, są trudniej atakowane, poziome względnie pochyłe ku lądowi łatwiej.

Przykładem potężnego działania wody morskiej jest wyspa Helgoland, która się ustawicznie zmniejsza.

Przy omawianiu powstawania teras wspomnieliśmy, że działalność niszcząca morza kończy się z chwilą utworzenia dostatecznie szerokiej plaży. Jeżeli jednak nastąpi obniżenie lądu, morze, posuwając się naprzód, atakuje w dalszym ciągu brzeg w ten sposób, że całe olbrzymie obszary mogą być zheblowane, zrównane. Zjawisko takie nosi nazwę abrazji morskiej. Powierzchnia obszarów zrównanych w ten sposób pokrywa się produktami pochodzącemi ze zniszczenia dawnych brzegów morskich. W geologji znamy cały szereg przykładów takiego zrównania, czasem obszarów sfałdowanych, na których niezgodnie leżą warstwy konglomeratów następnej serji.

Mówimy wtedy o t. zw. transgresji morskiej.

Dla zagadnień omawianych poniżej morze posiada olbrzymie

znaczenie ze względu na to, że jest miejscem sedymentacji wszystkich elementów, niesionych przez rzeki, wiatry etc.

Znaczna ilość skał, spotykanych na powierzchni ziemi, jest pochodzenia morskiego. Stąd też poznanie sedymentacji morskiej i jej warunków odgrywa dużą rolę w petrografji, pozwalając na porównywanie skał, pochodzących z ubiegłych okresów geologicznych, z współcześnie tworzącemi się sedymentami.

Dzięki szeregowi wypraw oceanograficznych, urządzanych przez różne państwa (najwięcej rezultatów dała ekspedycja angielska na okręcie Challenger), znamy względnie dobrze sedymenty, występujące na dnie mórz.

W miejscach, gdzie fale uderzają pod kątem ostrym o brzeg, fala, odbijając się od brzegu, posuwa piasek, ale nie w kierunku fali przychodzącej, lecz zgodnie z prawem odbicia. Każda następna fala popycha piasek w stałym kierunku. Wskutek tego, następuje powolne przesuwanie materjału wzdłuż brzegu. Im ostrzejszy jest kąt uderzenia fal, tem wędrówka materjałów jest szybsza — przy kącie 90° ustaje zupełnie, dlatego, że odbicie odbywa się po tej samej linji co i uderzenie fali. Proces ten tłumaczy nam powstawanie mierzei, t. j. wąskich, długich półwyspów lądu, wchodzących głęboko w morze, a zamykających często płytkie zatoki (mierzeja Kurońska, półwysep Hel). Podobną genezę posiadają „lida“ włoskie.

Na brzegach mórz, odznaczających się gwałtowną kipielą, tworzą się wzdłuż stromych brzegów wały nadbrzeżne, składające się z grubych materjałów, pochodzących z rozkruszania brzegów, jak również z pokruszonych resztek organicznych. W zasadzie występuje tylko jeden wal brzeżny, leżący bezpośrednio przy stromym brzegu. Wał powstaje podczas silnego wzburzenia morza w ten sposób, że uderzająca na brzegi fala wyrzuca materjał niesiony przez siebie poza obręb działania fal. Materjały najgrubsze wyrzucane są najdalej, materjały drobniejsze zabiera cofająca się fala i układa u stóp wału. Wysokość wału wynosi na Bałtyku 2—3 m, na morzu Północnem 4—5, na Atlantyku 10—12 m.

Największe znaczenie ze względu na rozległość jak i różnorodność posiadają właściwe o s a d y m o r s k i e. Materjał składany w morzu jest bardzo różnego pochodzenia.

Składają się nań następujące produkty:

1) Materjały pochodzące z rozkruszenia brzegów morskich i części stałe, przyniesione z lądu przez rzeki.

2) Rozpuszczone w wodzie substancje, niesione przez rzeki.

3) Materjał pochodzenia wulkanicznego i to wulkanów podmorskich, jak i lądowych. (Popioły, wyrzucone podczas wybuchu wulkanu Krakatau, rozeszły się na przestrzeni 20.000 mil kw.).

4) Materjały pochodzenia eolicznego, mające swoje źródło w suchych obszarach kuli ziemskiej.

5) Materjał przeniesiony w pływających górach lodowych, które wędrują z prądami bardzo daleko.

6) Wydzielenia wapienne i krzemionkowe organizmów morskich.

7) Materjał pochodzenia kosmicznego.

Niejednokrotnie znajdywano w osadach kuleczki żelaza, przypominające zupełnie swoim wyglądem utwory pochodzenia kosmicznego.

Osady morskie, jak z podanego zestawienia wynika, składają się z trzech kategoryj składników: mechanicznych, chemicznych i organicznych.

Sedymentacja w morzu jest znacznie ułatwiona na skutek zawartości soli w wodzie morskiej. Najważniejszą rolę odgrywa tutaj $MgCl_2$. Wskutek obecności soli większość nawet drobnych części opada blisko brzegu, a tylko nieznaczna ilość najdrobniejszych materjałów dostaje się z prądami bardzo daleko i wyściela największe głębie oceaniczne.

Zjawiskiem często obserwowanem w miejscach, gdzie jest znaczne nachylenie podstawy, na której sedymenty się tworzą, są zsuwy podmorskie. Czasem zjawisko to może być spowodowane przyczynami sejsmicznemi.

Zsuwy możemy obserwować także w dawnych epokach geologicznych. Z obserwacyj uzyskanych przez szereg wypraw oceanograficznych wynika, że współczesne osady oceaniczne są z reguły uwarstwione. Próbki wydobywane z dna — o długości do 80 cm — wykazują, że np. muł globigerynowy składa się naprzemian z warstewek bogatszych i uboższych w wapno. W innych wypadkach zobaczymy alternację warstw ciemniejszych i jaśniejszych i t. d.

Osady morskie podzielić możemy na trzy wielkie grupy [1]).

1) Osady litoralne: *a)* przybrzeżne, *b)* szelfowe.

2) Osady hemipelagiczne: *a)* ciemny niebieski muł, *b)* zielony piasek i zielony muł, *c)* piasek i muł wapienny.

---

[1]) Patrz załączoną przy końcu książki mapę.

3) Osady pelagiczne: *a)* wapienne, muł globigerynowy i pteropodowy, *b)* ił głęboko-morski, *c)* krzemionkowe, muł okrzemkowy i radjolarjowy.

Osady litoralne czyli brzeżne. Osady litoralne tworzą się na płytkim pasie, otaczającym lądy. Szerokość tego pasa wynosi średnio 250 km. Głębokość morza nie przenosi 200 m. Materjał pochodzi przedewszystkiem z lądu czyli, jak powiadamy, jest pochodzenia terrygenicznego.

Osady przybrzeżne.

Bezpośrednio przy wałach nadbrzeżnych, poznanych poprzednio, spotykamy sedyment złożony z otoczaków, żwirów, piasków o krzyżowem uwarstwieniu. Obszar ten jest zalewany tylko w czasie przypływu. Skład petrograficzny jest różny, zależnie od skał brzegu.

Przeważnie składa się z ziarn kwarcu, z większą lub mniejszą domieszką charakterystycznych minerałów.

Na brzegach Bałtyku piaski przybrzeżne zawierają skalenie, magnetyt i muskowit, które pochodzą z otoczaków morenowych. Na brzegach indyjskich występują miejscami czyste piaski granatowe. Brzegi Ceylonu, w okolicy, Hambantota, pokryte są piaskami z ziarnami granatu, turmalinu, spinelu, epidotu, korundu. W piaskach przybrzeżnych Kanady, w zatoce św. Wawrzyńca, znajduje się tak znaczna ilość magnetytu, że po przeróbce elektromagnetycznej dostarczają one rudy.

Piaski nad- i przybrzeżne, w stanie suchym, są przeważnie luźne, czasem można jednak obserwować scementowanie piasków, bądź to przez węglan wapniowy, pochodzący z rozpuszczenia skorupek małży, bądź też przez sole żelaza.

Uwarstwienie bywa krzyżowe, ślady działania fal, ślady pełzania są u nich zjawiskiem często obserwowanem. Z organizmów występują tu: ostrygi, gruboskorupowe ślimaki (Buccinum, Natica, Litorina), małże (Cardium, Militus, Mya), jeżowce, kraby, pąkle (Balanus) i t. d.

W płytkich spokojnych zatokach morza Północnego i Adrjatyckiego tworzą się ciemne muły, charakterystyczne swoją zawartością organiczną i obecnością pirytu. Ważnym bardzo elementem są tutaj okrzemki. Podobną rolę jak dżdżownica odgrywa tutaj Arenicola marina i Corofium grossipes. Zwierzęta te usuwają z piasku wszystkie domieszki organiczne.

Materjał, składany w tych zatokach, pochodzi z wód rzecznych. Jak wspomnieliśmy, w utworach tych występuje jako charakte-

rystyczny element piryt, który tworzy się z pojedynczego siarczku żelaza, FeS, o barwie czarnej. Przy dostępie powietrza rozkłada się on na limonit.

Bardzo ciekawe obserwacje, przeprowadzono w lagunie Thau koło Cette, w zatoce Lionskiej. Laguna, głęboka maksymalnie 10 m, łączy się z morzem Śródziemnem wąskim, sztucznie utrzymanym kanałem. Charakterystyczną cechą osadów tutaj występujących jest bezpostaciowy siarczak żelaza, który barwi je na ciemny kolor. Jakkolwiek ilość organizmów z wapiennemi skorupami jest dosyć znaczna, to jednakowoż w osadzie następuje rozpuszczenie skorup wapiennych tak, że zawartość wapnia w osadzie jest minimalna. Eksperymentalnie stwierdzono, że skorupy wapienne cienkie, umieszczone w wodzie morskiej, w obecności ciemnych mułów, pochodzących z tej laguny, uległy po roku zupełnemu rozpuszczeniu — skorupy grubsze nosiły wyraźne ślady korrozji. Rozpuszczenie powoduje kwas siarkowy, wywiązujący się przy powstaniu pirytu. Zjawisko to jest ważne, gdyż tłumaczy nam, dlaczego w całym szeregu skał, zawierających drobno rozsiany piryt, ilość wapiennych szczątków organicznych jest bardzo znikoma.

Potężne masy mułów, specjalnie pochodzenia rzecznego, są składane na wybrzeżach tropikalnych w zaroślach mangrove.

Do osadów, par excellence, przybrzeżnych, tworzących się jednak nie z materjałów terrygenicznych, ale organicznych należą rafy koralowe.

Rafy koralowe, budowane są przez rozgałęziające się Madrepory i Pocillopory, oraz przez masywne Astreidy, Fungidy, Meandriny. Ostatnie powiększają rafę przez swój wzrost, podczas kiedy pierwsze, chwytając pomiędzy swemi rozgałęzieniami detritus wapienny, powodują powiększanie rafy. Obok korali bardzo charakterystycznym i istotnym elementem, współdziałającym w budowie rafy, są Millepory, algi morskie, jeżowce i rozgwiazdy, z małży gruboskorupowe jak Tridacna. Z badań na atolu Funafuti wynika, że udział organizmów budujących rafę wygląda następująco. Najczęstszym jest Litotamnium, później Halimeda, następnie otwornice, a w końcu korale.

Warunkiem życia korali jest niewielka głębokość do 40 m i ciepła woda; temperatura nie może spadać poniżej 20°. Szkodliwą jest domieszka materjałów terrygenicznych, jak również dopływ wód słodkich.

Materjał rafy w przeważającej części składa się z klastycz-

nych produktów rafy, powstałych na skutek działalności fal i organizmów.

Rafa koralowa podczas swego tworzenia, a przedewszystkiem później podlega szeregowi zmian, które mogą jej pierwotną strukturę organiczną zmienić do niepoznania. Zmiany są charakteru strukturalnego i chemicznego. Strukturalnie zmienia się rafa przez to, że wszystkie miejsca puste wypełniają się substancją mineralną krystaliczną; chemicznie następuje przemiana aragonitu w kalcyt. Aragonit, z którego korale budują swój szkielet, jest łatwo rozpuszczalny w wodzie morskiej, która wytrąca $CaCO_3$, ale już w postaci kalcytu. Przy tej przemianie delikatna struktura korali, jak i organizmów, zbudowanych pierwotnie z aragonitu, ulega zniszczeniu.

W sedymencie, który składa się częściowo z organizmów, o szkielecie pierwotnie kalcytowym i o szkielecie pierwotnie aragonitowym, przy fosylizacji pierwsze zachowują się doskonale, drugie, ulegając rozpuszczeniu, dostarczają lepiszcza do spojenia skały. Obserwacje takie poczyniono na litotamniowym wapieniu litawskim.

Bardzo doniosłe znaczenie posiada dolomityzacja raf kolorowych, o której obszerniej przy dolomicie.

Ciekawe, ze względu na występowanie w stanie kopalnym, są osady oolitowe (ikrowcowe), znane z nad brzegów morza Czerwonego koło Suezu i z brzegów Florydy.

Oolity współczesne, są to pierwotnie luźne utwory, składające się z okrągłych kuleczek, zwanych ooidami, o budowie koncentrycznej lub promienistej. Wielkość poszczególnych ooidów waha się w granicach ułamków milimetra. Zbudowane są one pierwotnie z aragonitu, który u kopalnych oolitów przechodzi w kalcyt.

Oolity danego złoża nie wykraczają poza pewną maksymalną wielkość, co wskazuje, że istnieje pewien związek między ich powstaniem a ruchem wody.

We wnętrzu w jądrze ooidów spotyka się ułameczki kwarcu, skaleni, igieł, gąbek i t. d.

Powstanie oolitów tłumaczymy sobie wytrąceniem węglanu wapnia z wody morskiej na skutek gnicia substancyj białkowych, przy którym to procesie wydziela się węglan amonowy i sodowy, które są w stanie wytrącić z wody morskiej $CaCO_3$ jako aragonit. W miejscach, gdzie fale unoszą dużo drobnych części organicznych i nieorganicznych, osadzają się na nich cieniutkie powłoki

aragonitu. Z drugiej strony pamiętać należy jednak o tem, że w wodzie morskiej żyją bakterje, które, jak to eksperymentalnie wykazano, są w stanie wytrącić z wody morskiej węglan wapniowy, jednak w stanie zawiesiny tak drobnej, że nie ulega on sedymentacji. Z chwilą jednak, kiedy dodano drobno sproszkowany siarczan wapniowy, względnie piasek, następowało osadzanie się naokoło tych części węglanu wapniowego.

Obserwacje te ilustrują nam powstanie oolitów.

Osady szelfowe. Nazwą tą obejmujemy osady, złożone częściowo z materjału terrygenicznego, częściowo z materjału organicznego, a występujące w pasie mórz płytkich, otaczających lądy, w głębokości od 20—200 m. Miejsca płytsze pasu przykryte są materjałem grubszym, w miejscach głębszych napotykamy materjał drobny.

Obok wspomnianych składników, które tworzą osady szelfowe, ważną rolę odgrywa pył, unoszony przez wiatry na wielkie odległości, a pochodzący z obszarów pustynnych.

Ilość pyłu, pochodzącego z Sahary, jest tak znaczna, że powoduje zabarwienie mułów globigerynowych, występujących w okolicach Zielonego Przylądka. Pył Sahary bywa unoszony prądami powietrznemi aż do Europy, wobec tego morze Śródziemne zawiera znaczne ilości materjałów pustynnych.

W osadach szelfowych napotykamy również na szczątki roślinne, niesione przez rzeki, jak to obserwować można u rzek Kongo, Amazonki etc.

Wśród osadów szelfowych, zwłaszcza w wyższych szerokościach geograficznych, spotkać można niejednokrotnie duże bloki, czasem z rysami, które dostały się do osadu unoszone przez góry lodowe.

W ciepłych obszarach morskich posiadają duże znaczenie klastyczne osady wapienne. Spotyka się je przeważnie w sąsiedztwie wysp koralowych. Składają się one z fragmentów wapiennych, zwierzęcych i roślinnych. Osady te nie ograniczają się jednak wyłącznie do obszarów rafowych, znamy je także naprzykład z okolic wysp Bahama. Ważną rolę wśród tych osadów odgrywają algi wapienne, np. w sąsiedztwie wysp Bermuda.

Osady hemipelagiczne. Osady tutaj rozpatrywane tworzą się w głębokościach od 200 do 4.000 m. Charakteryzują się bardzo drobnem ziarnem. Składają się obok bardzo obfitego materjału terrygenicznego z materjałów organicznych.

Rozpadają się one na:

a) muły błękitne,

b) muły i piaski glaukonitowe,

c) muły wapienne.

Muł błękitny jest najbardziej rozpowszechniony z wszystkich osadów hemipelagicznych. Barwa jego jest najczęściej ciemno-niebiesko-szara, jakkolwiek bywa i brunatna, czasem zielonawa. Barwa pochodzi od drobno rozsianego siarczku żelaza, obok niego barwią także substancje organiczne. Charakterystycznym składnikiem mułów błękitnych są drobne ułamki kwarcu, obok niego występuje skaleń, muskowit, części ilaste etc.

W mułach błękitnych obserwujemy ponadto pewien procent węglanu wapnia, który wynosić może ułamki procentu, aż do ilości takich, że powodują przejście w muły wapienne. Węglan wapnia pochodzi ze skorupek otwornic, jeżowców, małży etc. Muły błękitne zajmują większe przestrzenie między wyspami Galapagos i Acapulco, na przestrzeni przeszło 200 mil morskich, od wybrzeża w głąb. Wyścielają one zatokę Bengalską i Arabską. W południowych szerokościach geograficznych występuje odmiana mułu błękitnego, scharakteryzowana brakiem $CaCO_3$ i substancyj organicznych i nierównomiernością ziarna. Fakt ten stoi w związku z przenoszeniem materjałów skalnych przez góry lodowe. Odmianę tę możnaby nazwać glacjalną.

Odmianą lokalną mułów błękitnych jest muł czerwony, występujący na wybrzeżach tropikalnych, tworzący się z napławionego laterytu. Tego rodzaju osady spotykamy na brzegach południowej Ameryki, od Guyany aż do południowych brzegów Brazylji.

Osady glaukonityczne. Obejmują one piaski i muły zielone. Barwę swą zawdzięczają one dużej ilości glaukonitu. Ziarna glaukonitu nie dochodzą średnicy 1 mm, powierzchnia ziarnek jest przeważnie błyszcząca. Analiza glaukonitu współczesnego, wykazuje następujący skład: SiO_2 — 47.46, Al_2O_3 — 1.53, Fe_2O_3 — 30.83, FeO — 3.10, CaO — 0.00, MgO — 2.41, K_2O — 7.76, Na_2O — 0.00, H_2O — 7.00.

Obok glaukonitu występuje często piryt, magnetyt, prawie stale konkrecje fosforanowe. Glaukonit występuje najobficiej w sąsiedztwie głębokości około 200 m, jakkolwiek wyprawy oceaniczne sądowały go w głębościach do 4.000 m. Utwory glaukonitowe spotykamy współcześnie wzdłuż brzegów Portugalji, Hiszpanji i na

wschodnich brzegach Stanów Zjedn., na zachodnich i wschodnich brzegach Afryki, na brzegach zachodnich i południowych Australji.

Od dawna znane są osady glaukonitowe ławicy Agulhas (wschodn. wybrz. połudn. Afryki) z licznemi konkrecjami fosforytowemi.

Mineralogicznie osady glaukonitowe scharakteryzowane są obecnością węglanu wapnia, który dochodzić może do 56%.

Z organizmów krzemionkowych występują w osadach glaukonitycznych igły gąbek, pozatem ułamki minerałów jak kwarc, skaleń, turmalin. Prawie z reguły spotykamy konkrecje fosforanowe, dochodzące czasem rozmiarów 6 cm.

Znane są one, prócz wspomnianej ławicy Agulhas, także ze wschodnich brzegów Japonji, Australji, z wybrzeży Chile etc.

Analiza współczesnej konkrecji fosforanowej, pochodzącej z ławicy Agulhas:

SiO_2	0.02
$Ca_3(PO_4)_2$	28.06
$CaCO_3$	33.14
$CaSO_4$	14.65
$MgCO_3$	4.80
Fe_2O_3	15.91
Al_2O_3	2.94
	99.52

Powstawanie fosforanu wapniowego związane jest z obecnością gnijących ciał zwierzęcych. Powstający przy tym procesie amoniak łączy się z tlenkiem fosforu na fosforan amonowy, a ten w obecności węglanu wapniowego przechodzi w fosforan wapniowy. Konkrecje fosforanowe występują w obszarach, gdzie spotykają się zimne i gorące prądy, które powodując masowe wymieranie zwierząt dostarczają soli fosforowych.

Muł wapienny. Piaskami i mułami wapiennemi nazywamy osady bogate w wapno, występujące w sąsiedztwie raf koralowych. Podczas kiedy piaski koralowe sięgają do głębokości 600 m, większe głębokości zajęte są przez muły białe albo żółtawe, przechodzące stopniowo w osady eupelagiczne. Ich średnia zawartość $CaCO_3$ wynosi około 75%, pochodzi ona od otwornic, resztek organicznych korali, małży, echinodermów etc.

Najbardziej rozpowszechnione są w okolicach tropikalnych Pacyfiku, na Oceanie Indyjskim i Atlantyckim.

W głębszych partjach zatoki Karaibskiej i Meksykańskiej wy-

stępuje biały albo szarawy muł wapienny, zawierający 70—80, a czasem do 90% $CaCO_3$. Węglan wapnia pochodzi z pelagicznych organizmów, wśród których licznie reprezentowane są pteropody. Utwory tego typu różnią się od opisanych poniżej głębokomorskich wapiennych mułów globinerynowych i pteropodowych znaczną zawartością grubych ziarn mineralnych. Organizmy krzemionkowe nie dochodzą 5%. Charakterystyczną jest obecność szczątków roślinnych.

Próbki mułu wapiennego z zatoki Genueńskiej przypominają własnościami petrograficznemi kredę.

Warunki sedymentacji we wschodnich częściach morza Śródziemnego są stosunkowo dobrze znane. Z przeprowadzonych tamże badań wiemy, że głębsze partje między Sycylją a Syrją, aż do morza Egiejskiego, są zajęte przez muły wapiennne, których zawartość $CaCO_3$ wynosi średnio 60 do 62%.

Charakterystycznym elementem są tutaj pteropody. Bardzo często w osadach tych występuje kwarc, najczęściej w ziarnach zaokrąglonych, wskazując, że mamy tutaj do czynienia z osadami hemipelagicznemi.

Zupełnie odmienne od opisanych utworów są osady spotykane w morzu Czarnem. Jak wiadomo, wody morza Czarnego łączą się tylko powierzchniowo z morzem Śródziemnem. Poniżej 200 m zaczyna się t. zw. strefa siarkowodoru, który wytwarzany jest przez bakterje kosztem znajdujących się w wodzie siarczanów. Osad jest wskutek tego obficie nasycony siarczkiem żelaza, który nadaje charakterystyczną ciemną barwę tamtejszym mułom, występującym na przejściu do partji głębszych. Największe zagłębienia wypełnione są błękitnym mułem, w którym występuje dość rzadko siarczek żelaza i drobne kuliste konkrecje wapienne.

Osady eupelagiczne. W miarę oddalania się od lądu zmniejsza się w osadach obecność elementów terrygenicznych, jak również i ich wielkość. Najdrobniejsze cząstki ilaste mogą jednak w formie bardzo delikatnej zawiesiny rozchodzić się daleko w głąb morza. Obok składników terrygenicznych odgrywają w osadach eupelagicznych ważną rolę produkty wulkaniczne, a pozatem szkielety wapienne i krzemionkowe organizmów.

Należą tutaj osady występujące w głębokościach poniżej 900 m do największych głębi. Rozprzestrzenienie ich jest największe ze wszystkich znanych osadów. Tworzą się one bardzo wolno i charakteryzują się wielką jednostajnością. Tak np. olbrzymie obszary

Pacyfiku są zajęte przez głębokomorskie iły czerwone, na dnie oceanu Atlantyckiego spotykamy olbrzymie przestrzenie pokryte mułem globigerynowym. W przeciwieństwie do wielkiej różnorodności fauny, spotykanej w strefach przybrzeżnych, spotykamy tutaj formy kosmopolityczne i mało zmienne, od dawnych okresów geologicznych.

Muł globigerynowy. Mułem globigerynowym nazywamy osady, zawierające minimalnie 30% $CaCO_3$, a składające się przedewszystkiem ze skorupek pelagicznych otwornic.

Z otwornic występują tutaj: Globigerina w różnych gatunkach, następnie Orbulina, Hastigerina. Prócz otwornic występują liczne skorupki pelagicznych mięczaków, jak Pteropodów i Heteropodów.

Plankton roślinny odgrywa również poważną rolę w tworzeniu się mułów globigerynowych. Z roślin znane są Coccolity, należące do glonów. Budują one komórki o średnicy 43 do 32 mm, otoczone cienką warstewką węglanu wapnia.

Sporadycznie występują także ząbki ryb, otolity, w miejscach bliższych lądu fragmenty skorup małży, ślimaków i bryozoów. Z organizmów krzemionkowych trafiają się pokruszone igły gąbek. Po wyeliminowaniu wszystkich składników pochodzenia organicznego pozostaje reszta nieorganiczna, niedająca się rozdzielić. Ilość substancyj nieorganicznych w mule globigerynowym jest różna, zależnie od odległości od lądów, obszarów wulkanicznych i t. d.

Domieszka nieorganiczna, w głównej swej masie składająca się z substancyj ilastych, jest osadem rzek. Prócz wymienionych, niejednokrotnie znajdywano w mule globigerynowym produkty wulkaniczne, czasem zaś większe fragmenty skalne pochodzenia glacjalnego.

Średnia ze 118 próbek mułu globigerynowego wykazuje skład następujący:

węglan wapnia	otwornice pelagiczne	53.10	
	„ bentoniczne	2.13	
	inne organizmy	9.24	
	Suma:		64.47
w kwasie solnym nierozpuszczalne	organizmy krzemionkowe . . .	1.64	
	fragmenty mineralne	3.33	
	muł bardzo delikatny	30.56	
	Suma:		35.53
			100.00

Analiza chemiczna mułu globigerynowego, o średniej zawartości węglanu wapnia, z głębokości 3.630 m.: $CaCO_3$ — 59.7, $MgCO_3$ — 1.4, CaO — 3.0, MgO — 0.6, $CaSO_4$ — 0.8, MnO — 0.004, Fe_2O_3 — 3.5, Al_2O_3 — 5.7, SiO_2 — 24.2, $Ca_3(PO_4)$ obecność stwierdzona.

Charakterystycznym elementem w mule globigerynowym, są substancje organiczne, białkowate i tłuszcze.

Typowy muł globigerynowy posiada barwę jasno-szarą, kremowo-żółtą i jasno-różową.

Średnia głębokość, z której wydobywano muły globigerynowe, wynosi 3.568 m. Z wtórnie tworzących się w mule globigerynowym minerałów napotykamy stosunkowo rzadko glaukonit i konkrecje manganowe. Muł globigerynowy posiada bardzo znaczne rozprzestrzenienie. Z nowszych obliczeń wynika, że stoi on na czele wszystkich osadów morskich. Głównie występuje w Atlantyku i w oceanie Indyjskim.

Muł pteropodowy. Osad ten stanowi odmianę mułu globigerynowego, od którego różni się wielką ilością skorupek pteropodów i heteropodów.

W mule pteropodowym występują jednak głównie otwornice pelagiczne — pteropody zaś dochodzą do 30%.

Prócz otwornic i pteropodów spotykamy w mule pteropodowym i inne, znane nam z mułu globigerynowego składniki. Średnia głębokość, z której wydobywano muł pteropodowy, wynosi 1909 m.

Muł pteropodowy występuje dookoła tropikalnych wysp i na progach podmorskich. Z Atlantyku znamy go z okolic Azorów, wysp Bermunda, w oceanie Indyjskim wzdłuż brzegów afrykańskich, od Mozambiku do wyspy Sokotra, na Pacyfiku dookoła wysp Fidżi.

Czerwony ił głębokomorski. W największych głębiach oceanicznych występuje charakterystyczny, czerwony, względnie czekoladowy muł, w stanie wilgotnym plastyczny, w stanie suchym bardzo twardy.

Najczęściej niema w ile tym węglanu wapnia, w rzadkich tylko wypadkach znajdujemy jego ślady. W mule czerwonym występuje obok elementów ilastych cały szereg innych, jak: zęby rekinów, otolity, kawałki pochodzenia wulkanicznego. Z organizmów występują jedynie krzemionkowe, jak radjolarje i igły gąbek. Elementy wulkaniczne pochodzą częściowo z pyłów, unoszonych

wiatrami, w głównej jednak mierze z erupcyj podmorskich. Bardzo charakterystycznym elementem są części pochodzenia kosmicznego, które przypominają petrograficznie bądź to holosyderyty (Fe, CO, Ni), bądź też chondryty (krzemiany).

Ważnym składnikiem są konkrecje manganowe, dochodzące rozmiarów głowy dziecka, otaczające bądź to kręgi ryb, zęby rekinów, bądź to jakieś fragmenty wulkaniczne. Powstają one najprawdopodobniej z rozkładu zasadowych skał wulkanicznych. Nierzadko spotyka się kryształy zeolitów (wodne glinokrzemiany wapnia i potasu), otaczające organizmy głębokomorskie, a zatem tworzące się na miejscu.

Czerwony muł posiada swe główne rozprzestrzenienie w Pacyfiku. Rzeczą ciekawą jest, że głębokość, w której spotykamy czerwony muł, jest w różnych miejscach różna. I tak na północ od równika spotykamy go w głębokości 6.000 m. W południowym Atlantyku, pod 15° szerokości południowej, w głębokości 5.300 m, w sąsiedztwie Antarktydy w 2.000 do 3.000 m. Stoi to w związku z faktem, że wody z Antarktydy, wędrując ku równikowi, tracą tlen, który jest potrzebny do utrzymania życia organizmów.

W związku z tem zmniejsza się również ilość CO_2, pochodząca z rozkładu organizmów, co zmniejsza zdolność rozpuszczającą wody w stosunku do szczątków wapiennych. Tem tłumaczymy fakt, że w południowych szerokościach geograficznych czerwony muł występuje w głębokościach mniejszych, na północy w większych. Czerwony muł stanowi resztkę nierozpuszczalną skorupek wapiennych, rozmaitych organizmów, obok produktów pochodzących z rozkładu elementów wulkanicznych.

Muł radjolarjowy. Muł radjolarjowy stanowi odmianę mułu czerwonego, różniącą się większą zawartością skorupek radjolarji. Gdy czerwony ił zawiera ponad 20% radjolarji, nazywamy go mułem radjolarjowym. Główne swoje rozprzestrzenienie posiada muł radjolarjowy w Pacyfiku, częściowo w oceanie Indyjskim — brak go natomiast zupełnie w Atlantyku.

Muł okrzemkowy. Muł okrzemkowy jest substancją żółtawą, miękką, składającą się w głównej swej masie z organizmów krzemionkowych, radjolaryj, igieł gąbek, tudzież z roztartego materjału wulkanicznego.

Występuje w głębokościach od 5.000 do 6.000 m i to w wyższych szerokościach geograficznych obu półkul. W pasie równikowym brak go zupełnie.

Przegląd osadów morskich według A. Supana.

Osady	Składniki w procentach			Granice głębokości m	Powierzchnie mil. km²
	Organizmy wapienne	Organizmy krzemionk.	Osady nieorganiczne		
Czerwony ił . .	7	2	91	4100—7200	130.3
Muł radjolarjowy	4	54	42	4300—8200	12.2
„ djatomeowy	23	41	36	1100—3600	23.2
„ globigerynowy	64	2	34	700—5400	105.6
„ pteropodowy	79	3	18	700—2800	1.4
Suma osad pelag.	—	—	—	—	272.7
Niebieski muł . .	13	3	84	200—5100	
czerwony	32	1	67	200—2200	
zielony	25	14	61	200—2300	
zielony piasek .	50	8	42	poniżej 1600	55.7
wulk. muł . . .	20	2	78	500—5100	
wulk. piasek . .	29	1	70	200— 800	
koralowy muł . .	86	1	13	200—3300	
koralowy piasek .	87	5	8	poniżej 500	
brzeżne utwory .	—	—	—	0— 200	33.0
Suma osad kontyn.	—	—	—	—	88.7

Osady jeziorne.

Działanie mechaniczne wody jeziornej, będącej w ruchu, przypomina stosunki opisane przy działaniu mechanicznem wody morskiej — dlatego tutaj bliżej się niem zajmować nie będziemy.

Osady jeziorne możemy podzielić na mechaniczne, organiczne i chemiczne.

Sedymenty mechaniczne i organiczne podobne są do morskich, przeto omówimy je obszerniej na innem miejscu — przechodzimy zaś do osadów chemicznych.

Kontynenty o klimacie suchym, bezodpływowe, są terenami, na których spotykamy największą ilość słonych jezior. Jeziora zawdzięczają swą słoność rzekom, wyługowującym sole z terenów otaczających je. Ponieważ wody jezior ulatniają się szybko, przeto roztwory zgęszczają się ustawicznie, przekroczywszy zaś stopień nasycenia poczynają się strącać.

Węglan wapnia osadza się zazwyczaj pierwszy, następnie, przy dostatecznem zgęszczeniu inne sole, łatwiej rozpuszczalne, jak chlorek sodu, siarczan magnezu, węglan sodu i inne.

Największe złoża soli są pochodzenia morskiego. Geneza tych złóż jest inna, niż widzieliśmy to u jezior — sposób i następstwo

wykrystalizowania jednakie, przeto będziemy złoża jeziorne i morskie traktować razem.

Aby sole mogły się osadzać z wód morskich, potrzeba do tego specjalnych warunków (ciepłoty i braku opadów atmosferycznych). Sedymentacja taka odbywa się w zatokach, odciętych od wód otwartego morza.

Już wody morza Śródziemnego wykazują pewne różnice w ilości roztworów w porównaniu z Atlantykiem. W morzu Czarnem lub Kaspijskiem różnica ta występuje jeszcze wyraźniej.

Klasycznego przykładu osadzania się soli dostarcza nam zatoka Karabugas. Jest to wielka zatoka, o powierzchni 18.000 km², położona po wschodniej stronie morza Kaspijskiego wśród obszarów pozbawionych prawie zupełnie opadów atmosferycznych. Jest ona odcięta językami lądu od głównego basenu i tylko w jednem miejscu istnieje płytkie i wąskie połączenie z wodami otwartego morza. Okolice, otaczające zatokę Karabugas, są suche i gorące. Zatoka nie otrzymuje żadnych dopływów i niezawodnie wyschłaby szybko, gdyby nie napływały do niej, przez istniejące połączenie, wody z otwartego morza. Ponieważ wody, które dostają się do zatoki, nie odpływają z powrotem, zaś z głównego basenu ustawicznie doprowadzana jest sól, przeto następuje ustawiczne zagęszczanie roztworu i osadzanie się soli.

Następstwo, w jakiem osadzają się różne sole, zależy od stopnia ich rozpuszczalności.

Teorja powstania soli, którą niżej rozwiniemy obszerniej, została sprecyzowana w tej formie przez Ochseniusa.

Stosownie do wyżej podanego przedstawienia sole będą się osadzać z normalnej wody morskiej w następującym porządku.

Pomijając węglan wapniowy, który występuje w małych ilościach, strącać się będzie następnie siarczan wapniowy i to naprzód jako gips, później gips z solą kamienną, w końcu jako anhydryt z solą kamienną. Sole magnezowo-potasowe, jako najłatwiej rozpuszczalne, gromadzą się jako skoncentrowany ług na dnie zatoki i odpływają z powrotem do otwartego morza. Aby mogło nastąpić strącenie soli magnezowo-potasowych, musi zatoka zostać zupełnie odcięta od połączenia z morzem. Takie odcięcie przyjmuje Ochsenius dla wytłumaczenia genezy złóż soli potasowych niemieckich.

Znany badacz zjawisk pustynnych, Walter, przyjmuje, iż złoża solne powstały w wielkich, bezodpływowych obszarach pustynnych.

Według niego w czasie cechsztynu rozciągało się od Uralu aż po Anglję morze śródziemne, odcięte od oceanu; morze to, zmniejszając swoją powierzchnię na peryferji, osadzało sole, które wypłukiwane dostawały się do zmniejszającego się morza i powodowały zagęszczanie się soli. Po wyschnięciu zupełnem tego morza sole w nim zawarte strącały się, dając dzisiejsze złoża.

Walter dla poparcia swej teorji powołuje się na brak szczątków organicznych w złożach solnych niemieckich. Szczątki powinnyby się znaleźć w warunkach powstawania soli, przyjmowanych przez Ochseniusa.

Trzeba jednak zaznaczyć, że znamy opisaną faunę morską z pokładów solnych Wieliczki i ze złóż stassfurckich.

Warunki fizyko-chemiczne powstawania złóż solnych, szczególnie niemieckich, zostały szczegółowo opracowane przez Vant' Hoffa i jego szkołę, który w szeregu djagramów przedstawił te stosunki bardzo przejrzyście.

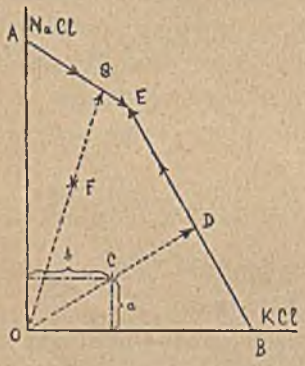


Fig. 20.

W rozworze solnym, odpowiadającym normalnej wodzie morskiej, istnieje cały szereg składników, działających nawzajem na siebie, przeto kolejność strącania się poszczególnych elementów nie zupełnie dokładnie odpowiada schematowi podanemu wyżej. W roztworze solnym istnieją pozatem związki, które tworzą sole podwójne; fakt ten komplikuje proces osadzania.

Nie będziemy wchodzić w szczegółowe rozważanie tych skomplikowanych stosunków, pokażemy tylko, na najprostszym przykładzie dwóch ciał nie działających na siebie, jak porządek krystalizacji może uledz zmianie, zależnie od stosunku procentowego tych składników do siebie.

Linja AE (fig. 20) jest linją wydzielania się NaCl, linja BE linją wydzielania się KCl; weźmy pod uwagę roztwór, którego skład procentowy wyobraża nam stosunek a: b. Roztwór nienasycony, o tym składzie, przy parowaniu zacznie w punkcie D wydzielać KCl, wydzielanie to wyrazi się nam graficznie wędrowaniem punktu D ku górze, aż wreszcie w punkie E, to znaczy po zetknięciu się z linją wydzielania się NaCl, nastąpi równoczesne wydzielanie

KCl i NaCl. Punkt ten nosi nazwę punktu eutektycznego, zaś mieszanina o tym składzie mieszaniny eutektycznej.

Gdybyśmy wzięli pod uwagę punkt G, to krystalizacja rozpocznie się dla NaCl z chwilą dojścia do punktu E, równocześnie nastąpi strącenie się KCl.

Jak z tego prostego schematu widać, porządek krystalizacji zależy w tym wypadku od tego, który ze składników znajduje się w przewadze w stosunku do mieszaniny eutektycznej.

Stosunek krystalizacji większej ilości składników można graficznie ująć w stereogramach, posługując się trzema osiami współrzędnych.

Klasycznym terenem w przyrodzie, którego stosunki mówią nam jasno o warunkach powstania złóż solnych, jest złoże w Stassfurcie.

Wygląda ono w sposób następujący:

W stropie. Ił solny około 8 m tworzy nieprzemakalną pokrywę całego złoża.

5. Strefa roztworów macierzystych soli potasowych. Mieszanina z przewagą soli kuchennej, kizerytu, anhydrytu i innych soli, t. zw. regjon karnalitowy, około 42 m.

4. Przeważnie sól kamienna z wkładkami kizerytu ($MgSO_4 . H_2O$) i karnalitu, regjon t. zw. kizerytowy, 56 m.

3. Sól kamienna z warstwami polyhalitu ($K_2SO_4 . MgSO_4 . H_2O$), t. zw. regjon polyhalitowy, około 60 m.

2. Warstwowana sól kamienna z licznemi wkładkami anhydrytu, grubości 5—7 mm w odstępach co 8—10 cm.

Są to t. zw. pierścienie roczne, t. zw. regjon anhydrytowy, najmniej 330 m.

1. Gruby podkład anhydrytu.

W spągu łupki śmierdzące (bitumiczne) średniego cechsztynu.

W okolicach Nowego Stassfurtu i koło Viessenburga, na złożach potasowych, zamkniętych u góry iłem, leży pokład soli kamiennej młodszej, świadczący o późniejszym, nowym zalewie morskim.

Tak przedstawiałyby się, w krótkim zarysie, warunki powstawania soli.

Działanie lodu.

Lód odgrywa poważną rolę przy wietrzeniu skał, jak i transporcie materjałów zwietrzałych. Woda wnikając w najdrobniejsze szczelinki skalne, po zamarznięciu, zwiększając swoją objętość, powoduje rozkruszanie skał.

W górach, których wierzchołki wznoszą się wysoko ponad linję wiecznego śniegu, tworzą się lodowce, które w sposób bardzo charakterystyczny modelują okolice. Skały, po których lodowiec się przesuwa, ulegają wygładzeniu lub pokrywają się czasem rysami lodowcowemi.

Dolina, którą przesuwał się lodowiec, posiada kształt różniący się od doliny erozyjnej. Jej przekrój poprzeczny przypomina nam kształtem literę U.

Ponieważ lodowiec eroduje całą swoją masą, doliny główne, któremi posuwał się większy lodowiec, ulegają przegłębieniu w stosunku do dolin pobocznych, co w rezultacie prowadzi do powstania dolin wiszących, zamkniętych progiem. Np. dolina Czeska i Buczynowa w Tatrach.

Wody płynące po lodowcu, wpadając w szczeliny, mogą wprowadzać w ruch obrotowy kamienie, znajdujące się na dnie lodowca i tworzyć kotły lodowcowe, podobne w swojej genezie do kotłów, tworzonych przez strumienie.

Materjał skalny, znajdujący się na dnie i po brzegach lodowca, jest unoszony w dół w postaci moren bocznych, dennych i środkowych. U czoła lodowca cały materjał ulega akumulacji. Charakterystyczną cechą osadów morenowych jest ich zupełne bezładne ułożenie. Nie widzimy tu selekcji materjałów, obserwowanej przy sedymentacji morskiej i rzecznej; obok materjałów bardzo grubych widzimy materjał drobny. Stoi to w związku z mechanizmem transportu lodowca, którego siła transportowa nie jest funkcją jego szybkości, jak to ma miejsce u rzek.

W dyluwjum ziemie polskie uległy dwukrotnemu zlodowaceniu, które pozostawiło liczne osady. Osady pochodzące z okresów zlodowaceń przedstawiają się jako gliny czerwone z mniejszą lub większą domieszką węglanu wapnia.

W glinach obserwujemy bardzo liczne i znacznych rozmiarów dochodzące głazy, zwane błędnemi lub erratycznemi, pochodzące ze Skandynawji i Finlandji. Osady interglacjalne, pochodzące z okresu między dwoma zlodowaceniami, wykształcone są jako piaski warstwowane i iły wstęgowane.

Działanie wiatru.

Do poprzednio wymienionych czynników dołącza się wiatr jako siła niszcząca i tworząca skały.

Działanie wiatru występuje szczególnie wyraźnie na obszarach

pustynnych, gdzie olbrzymie płaskie przestrzenie pozwalają na rozwinięcie znacznej siły mechanicznej wiatru. Swoje niszczące działanie zawdzięcza on unoszonym cząsteczkom skalnym, któremi niszczy napotkane skały.

Rezultatem niszczącej działalności wiatru są: trójgrańce powstałe przez zeszlifowanie i wypolerowanie kawałków skał, dalej wypreparowywanie bardziej miękkich partyj skalnych. Stoły eoliczne powstają przez wypreparowanie głazów z pośród bardziej miękkich partyj. Góry świadkowe częściowo zawdzięczają swe powstanie czynnikom eolicznym.

Wiatr odgrywa ważną rolę jako czynnik budujący skały. Jemu zawdzięczamy powstawanie wydm i lössów. W miejscach, gdzie nagromadzają się większe ilości piasku bez pokrywy roślinnej, wiatry układają je w wydmy. Kształt wydmy zależny jest od ilości piasku, od wielkości ziarn i od siły wiatru.

Fig. 21.

Normalny profil poprzeczny wydmy wykazuje w cieniu wiatru kąt od $25^0 — 35^0$, strona zwrócona do wiatru $3^0 — 10^0$. Normalny rzut poziomy wydmy przedstawia się w kształcie sierpa, zwróconego swemi ostremi końcami w kierunku pochodzenia wiatru.

Uwarstwienie piasków wydmowych wykazuje charakterystyczną strukturę krzyżową, będącą w związku ze zmieniającą się siłą i kierunkiem wiatru. Wydmy nie pozostają na miejscu swego powstania, lecz posuwają się tak długo, dopóki nie zostaną utrwalone przez roślinność.

Na ziemiach Polski istnieje szereg obszarów wydmowych, jak: wybrzeża Bałtyku, puszcza Tucholska, okolice Szczakowej, okolice Olkusza. Kopalnie możemy obserwować niejednokrotnie piaskowce z krzyżowem uwarstwieniem, np. w dolnym tryjasie; zawdzięczają one swe powstanie czynnikom eolicznym.

Działaniem wiatru tłómaczymy powstanie olbrzymich mas lössu, który tworzy się współcześnie w Chinach, a w dyluwjum pokrył olbrzymie obszary Europy południowej.

Siłę transportową wiatru przedstawia nam następujące zestawienie:

siła wiatru	średnica ziarn piasku
4,5 — 6,7 m/sek.	0.25 mm.
6,7 — 8,4 „	0.50 „
9,8 — 11,4 „	1.00 „
11,4 — 13,0 „	1.50 „

Działanie chemiczne wody.

Obok mechanicznego działania woda wywiera wpływ na skorupę ziemską przez swoją zdolność rozpuszczającą i przeobrażającą minerały. Do najłatwiej rozpuszczalnych ciał, jeżeli pominiemy rzadkie siarczany, saletrę i t. d., należy: sól kuchenna, która rozpuszcza się przy temperaturze 12 — 15° w stosunku 100 części wody na 36 soli, NaCl.

O wiele mniej rozpuszczalny jest gips i anhydryt, a mianowicie 10.000 części wody rozpuszcza 25 części gipsu, a 20 części anhydrytu.

Wapienie i dolomity są również w wodzie rozpuszczalne, jakkolwiek w nieznacznym stopniu; i tak woda czysta rozpuszcza węglan wapniowy w stosunku 10.000 wody na parę dziesiątych do jednej części węglanu wapnia. W 10.000 częściach wody, zawierającej CO_2, rozpuszcza się 10 części węglanu wapnia, a dolomitu 3 części. W znacznie mniejszym stopniu rozpuszczają się krzemiany. Pozornie są one zupełnie nierozpuszczalne. Jeżeli jednak skaleń, augit lub łyszczyk umieścimy w stanie sproszkowanym w wodzie destylowanej, woda już po krótkim czasie wykaże reakcję alkaliczną.

Zdolność rozpuszczania się minerałów w wodzie posiada dla zrozumienia szeregu zjawisk geologicznych pierwszorzędne znaczenie. Wszędzie tam, gdzie w skorupie ziemskiej znajdują się rozpuszczalne elementy, woda wnikając niezliczonemi szczelinami powoduje powolne, ale skuteczne wyługowywanie różnych składników. Rezultatem tego procesu będzie tworzenie się całego systemu szczelin, pieczar, rzek podziemnych, które razem stwarzają krajobraz krasowy.

Pieczary zapadające się tworzą na powierzchni charakterystyczne lejki, które można obserwować w gipsonośnych warstwach Podola

i innych okolic. Klasycznie rozwijają się te zjawiska na wapieniach bałkańskich (kras dalmatyński).

Powierzchnia wapieni pokrywa się szeregiem ostrych żeber; gdzieniegdzie znowu obserwujemy wielkie zagłębienia zwane dolinami, które stają się miejscami zdatnemi pod uprawę rolną dzięki nagromadzeniu w nich skąpej ilości elementów nierozpuszczalnych z wapieni (terra rossa).

Cały system jaskiń, niejednokrotnie bardzo malowniczych (Ojców, podziemne Kościeliska), śmiałe i ostre formy krajobrazowe, luźne występowanie skalic, szereg bardzo ciekawych fenomenów hydrograficznych są dziełem rozpuszczającej zdolności wody.

Bardzo poważne zmiany w skałach powstają na skutek przeobrażenia minerałów przez wodę. Niektóre z nich tracą pod wpływem wody pewne ze swych składników, w innych wypadkach przyłącza się do nich woda, np. anhydryt przechodzi w gips.

Zdolność przeobrażającą i rozpuszczającą wody potęguje, jak widzieliśmy, obecność bezwodnika węglowego. Jakkolwiek ilość bezwodnika węglowego w opadach atmosferycznych jest stosunkowo nieznaczna, to jednak, woda przechodząc przez glebę nasyca się bezwodnikiem węglowym, pochodzącym z rozkładu części humusowych.

Przy przyobrażeniu minerałów powstają bardzo często t. zw. kolloidy, których znaczenie polega na tem, że posiadają one zdolność absorbowania związków potasowych, fosforowych i amonowych, tak niezbędnych dla życia roślin. Tem tłómaczy się, że tylko nieznaczna ilość wymienionych związków dostaje się rzekami do morza.

Wśród przeobrażeń minerałów wyróżnić możemy następujące kategorje:

1) przeobrażenia na skutek oksydacji,
2) przeobrażenia na skutek przyłączenia wody,
3) przeobrażenia redukcyjne,
4) przeobrażenia przez wody zawierające bezwodnik węglowy.

Przeobrażenia oksydacyjne. Magnetyt Fe_3O_4 przechodzi w hematyt Fe_2O_3, a ten w końcu pod wpływem wody w limonit $2Fe_2O_3.3H_2O$. Miedź Cu przechodzi w Cu_2O, a ten z kolei w malachit $2CuO.CO_2.H_2O$. Bardzo powszechnie ulegają oksydacji tlenki żelazawe w żelazowe, ze zmianą barwy zielonej na czerwoną. Siarczki przy oksydacji przechodzą w siarczany, tak n. p. PbS przechodzi w $PbSO_4$, FeS_2 (piryt i markazyt) w siarczan żelazowy.

Z siarczanów pod wpływem tlenu i dwutlenka węgla mogą powstawać różne węglany, tak n. p. z siarczanu ołowiu węglan ołowiu, z siarczanu miedzi malachit.

Wszystkie te przeobrażenia spotykamy przedewszystkiem na wychodniach złóż kruszcowych, które powyżej poziomu wody gruntowej wystawione są na działanie czynników atmosferycznych.

Przeobrażenia na skutek przyłączenia wody. Cały szereg skałotwórczych krzemianów i rud przeobraża się przez przyłączenie wody. Hematyt i magnetyt przyłączając wodę przechodzą w limonit.

Syderyt przechodzi w limonit, również z przyłączeniem wody obok tlenu, przyczem wydziela się CO_2.

Bardzo ważna jest przemiana bezwodnego siarczanu wapniowego (anhydrytu) w dwuwodny siarczan wapniowy (gips). Przeobrażenie to związane jest ze zwiększeniem objętości, co powoduje zmniejszanie się światła (średnicy) w sztolniach, pędzonych w anhydrytach, jak również drobne fałdowanie warstewek anhydrytu, wśród spokojnie leżących warstw stropowych i spągowych.

Przyłączaniem wody tłumaczymy sobie również powstawanie zeolitów t. j. wodnych glinokrzemianów wapnia i sodu, które wyprowadzamy ze skaleni, względnie z minerałów takich jak nefelin, leucyt i t. d.

Przeobrażenia na skutek redukcji. Obecność gnijących części roślinnych i zwierzęcych w wodzie wytwarza H_2S, które działa redukująco na sole metali, znajdujące się w wodzie. Tem redukującem działaniem tłumaczymy sobie występowanie pirytu i markazytu w węglu kamiennym. Tęż samą genezę posiadają prawdopodobnie siarczki miedzi i srebra, występujące w cechsztynie niemieckim, w t. zw. łupkach miedziowych. Bardzo ważne przeobrażenia pod wpływem redukcyjnego działania substancji organicznych przechodzi gips, który rozkłada się na CaS i CO_2, w dalszym zaś ciągu może wydzielić się z niego wolna siarka.

Na tej drodze powstawały prawdopodobnie potężne złoża siarki na Sycylji. W procesie tym bardzo poważną, o ile nie główną rolę odgrywają bakterje — o czem niżej.

Przeobrażenia wywołane przez wodę zawierającą bezwodnik węglowy. Wielka rola wody zawierającej bezwodnik węglowy zaznacza się w stosunku do węglanów, a przedewszystkiem krzemianów. Węglany: wapnia, magnezu, żelaza (pod wpły-

wem wody zawierającej CO_2) przechodzą w dwuwęglany łatwiej rozpuszczalne i unoszone przez wodę.

Przeobrażenie odbywa się w myśl wzoru: $CaCO_3 + H_2O + CO_2 = Ca(HCO_3)_2$.

Piaskowce o lepiszczu wapiennem tracą pod wpływem wód, zawierających CO_2, węglan wapniowy i ulegają łatwo rozpadowi. Wapienie, zawierające węglan magnezowy, na skutek działania wody tracą łatwiej węglan wapnia, przeto skała wzbogaca się stosunkowo w węglan magnezu i może przejść w czysty dolomit o charakterystycznej dziurkowatej budowie.

Wody, zawierające węglan magnezu, działając na węglan wapnia, rozpuszczają go częściowo, a na to miejsce wprowadzają trudniej rozpuszczalny węglan magnezu.

Największe znaczenie, ze względu na ich skalę, posiadają przeobrażenia skał krzemianowych.

Przeobrażenie krzemianów powoduje przedewszystkiem hydrolityczne działanie wody, przyczem alkalja wydzielają się jako wolne tlenki, a glinka i krzemionka w postaci koloidalnej jako wodne glinokrzemiany.

Działanie hydrolityczne wody potęguje się z wyższą temperaturą, wskutek czego w okolicach tropikalnych działanie to jest o wiele większe.

Jako przykład przeobrażenia krzemianów niech posłuży ortoklaz (o wzorze: $K_2OAl_2O_3\,6\,SiO_2$); przechodzi on w kaolin o wzorze $2H_2OAl_2O_3\,2\,SiO_2$. Jak z tego widzimy, przeobrażenie odbywa się w tym kierunku, że cały potas i znaczna część krzemionki przechodzi do roztworu przy równoczesnem przyłączeniu wody.

Przeobrażenie komplikuje się jeszcze pod wpływem CO_2, który powoduje powstawanie węglanów, co na skałach wietrzejących zaznacza się burzeniem pod wpływem kwasów.

Uwalniająca się przy tym procesie krzemionka w wypadku znacznej ilości wody bywa unoszona, przy małej ilości wody wytrącana w postaci chalcedonu lub opalu.

Często spotykamy u ortoklazu przeobrażenie w muskowit, przyczem wydziela się większa część krzemionki, częściowo zaś potas i dołącza się woda.

Podobnym przeobrażeniom podlegają i plagjoklazy.

Zaczynające się przeobrażenie zaznacza się w szlifie mikroskopowym zmatowieniem.

Produkty rozkładu gromadzą się bardzo często w próżniach

skał wylewnych, w melafirach, bazaltach. Biotyt pod wpływem wody ulega łatwo przeobrażeniu, przechodząc w chloryt, względnie muskowit. Ten ostatni jest bardzo trwały i spotyka się bardzo często w skałach osadowych. Augity, przyłączając wodę i tracąc Ca, przechodzą w wodne krzemiany glinowo-magnezowe, przedewszystkiem w chloryt. Oliwin łatwo bardzo, pod wpływem wody, przechodzi w serpentyn, przyczem pod wpływem wody zawierającej CO_2 może powstać magnezyt.

Wielkie znaczenie przeobrażenia krzemianów polega na tem, że daje ono początek kaolinowi i iłom, odgrywającym tak wielką rolę w przyrodzie.

Kaolin powstać może ze wszystkich skał, zawierających skalenie, przy którem to zjawisku odgrywają rolę obok wymienionych czynników procesy wulkaniczne a przedewszystkiem obecność kwasów humusowych, powstających przy gniciu substancyj roślinnych.

W klimacie podzwrotnikowym, gdzie działalność chemiczna wód jest intensywniejsza, skały skaleniowe przechodzą w lateryt. Przy przeobrażeniu tem przechodzą do roztworu alkalja i cała krzemionka, a na miejscu pozostają wodorotlenki glinowe o wzorze hydrargilitu $Al_2H_6O_6$ i djasporu $Al_2H_2O_4$, zabarwione tlenkami żelaza na kolor intensywnie czerwony.

Przy omawianiu kaolinów wspomnieliśmy o działaniu kwasów humusowych. Odgrywają one w przyrodzie bardzo ważną rolę przez to, że posiadają zdolność rozpuszczania tlenków żelaza, manganu, glinu, których wody zawierające CO_2 nie są w stanie atakować. Tem tłumaczy się powstanie ziem jasnych, nie zawierających żelaza, w związku z wietrzeniem humusowem. Tlenki glinu i żelaza strącają się w głębszych partjach podglebia, powodując powstawanie t. zw. orsztynów.

Do wszystkich wyżej wymienionych czynników, tworzących lub niszczących skały, dołączają się organizmy roślinne, zwierzęce i w końcu człowiek.

O działaniu skałotwórczem organizmów będzie mowa przy omawianiu poszczególnych skał.

Djageneza.

Materjały, które na różnych drogach i w rozmaity sposób uległy sedymentacji, są zupełnie luźne, niezwiązane. Aby z piasku powstał piaskowiec, z drzewa węgiel i t. d. muszą one przejść

szereg procesów, które obejmujemy nazwa djagenezy. Pojęcie djagenezy ograniczamy jedynie do tych zmian chemicznych i molekularnych, które odbywają się w środowisku, w którem sedyment powstał, ewentualnie po wynurzeniu się sedymentu z tego środowiska, pod wpływem wilgoci skalnej i pod wpływem wód krążących w sedymencie, o ile nie przynoszą one materjałów z zewnątrz.

Wyłączamy tu zupełnie zmiany, zachodzące w sedymencie na skutek działania wysokiej temperatury i procesów górotwórczych, które omówimy gdzieindziej, jako przeobrażenia kontaktowe i dynamometamorficzne.

Najprostszym przykładem djagenezy jest twardnienie iłów, które w stanie wilgotnym są zupełnie plastyczne, a na powietrzu osiągają stopień zupełnej twardości.

Zmiany molekularne przy procesach djagenetycznych polegają na tem, że odmiany polimorficzne z mniej trwałych przechodzą w więcej trwałe. Np. bardzo często można obserwować przechodzenie mniej trwałego aragonitu w kalcyt. Oolity zbudowane z aragonitu, w stanie kopalnym wykazują wszystkie własności kalcytu.

Zjawiska te zachodzą na dużą skalę wśród raf koralowych, których aragonit, stanowiący szkielety korali, ulega rozpuszczeniu a w miejsce niego wytrąca się kalcyt. Rafa koralowa w dolnych swoich partjach ulega tak silnemu przekrystalizowaniu, że bardzo często jej pierwotna struktura organiczna zanika. Równocześnie pod wpływem soli magnezowych, zawartych w wodzie morskiej, następuje dolomityzacja, posuwająca się aż do tego stopnia, że daje początek czystym dolomitom.

Inny sposób djagenezy polega na tem, że miejsca próżne pomiędzy poszczególnemi składnikami są wypełniane jakąś substancją mineralną, bądź to pochodzącą z wyługowania samych składników sedymentu, bądź też opadającą razem z sedymentem, bądź też wreszcie doprowadzoną z zewnątrz a jednak pochodzącą z tego samego środowiska. Materjałem, zlepiającym poszczególne elementy, bywają: węglan wapnia, krzemionka, tlenki żelaza, rzadko siarczany i w końcu części ilaste. W wypadku, jeżeli poszczególne składniki sedymentu są z wapienia, lepiszcze może pochodzić z rozpuszczenia i wtórnego wykrystalizowania elementów sedymentu. Wapień zlepia jednak bardzo często ziarnka piasku, dając w ten sposób początek piaskowcom wapnistym,

jak np. szereg piaskowców karpackich. Stosunek węglanu wapnia do ziarn piasku jest bardzo różny.

Bardzo powszechnym rodzajem lepiszcza jest krzemionka. Osadza się ona bardzo często w ten sposób na ziarnach kwarcu, że przyjmuje orjentację krystalograficzną tychże ziarn, co optycznie zaznacza się równoczesnem znikaniem światła przy nikolach skrzyżowanych i obrocie stolika. Czasem pierwotny kontur ziarna uwidacznia się jako delikatna obwódka. W wypadku struktury zupełnie jednorodnej mówimy o kwarcytach, n. p. kwarcyty świętokrzyskie i tatrzańskie.

Lepiszcze, składające się z tlenku żelaza, spotykamy bardzo często w piaskowcach dewońskich i dolno-tryjasowych. Tworzy on najczęściej delikatną otoczkę naokoło poszczególnych ziarn kwarcu.

Szereg piaskowców zlepionych bywa cząstkami ilastemi osadzonemi równocześnie z ziarnami piasku.

Do zjawisk djagenetycznych zaliczamy także powstanie konkrecyj. Są to nagromadzenia miejscowe materjału obcego skale, n. p. konkrecje krzemieni w wapieniach jurajskich czy kredowych. Krzemionka pochodzi z rozpuszczenia zawartych w osadzie elementów szkieletowych gąbek lub radjolaryj, które nagromadzają się naokoło jakiegoś ośrodka, wypierając substancję pierwotną, jak tego dowodzą niejednokrotnie napotykane w konkrecjach wapienne szczątki szkieletowe zwierząt innych.

W lössie spotykamy niejednokrotnie konkrecje wapienne, pochodzące z wyługowania węglanu wapnia przez wodę atmosferyczną i strącenie naokoło korzenia lub jakiegoś szczątka organicznego.

Do procesów djagenetycznych zaliczamy również zmiany, jakim podlega substancja roślinna przy zwęgleniu — o czem obszerniej przy węglu.

Skały, po ukończeniu właściwych przemian djagenetycznych, mogą ulegać dalszym zmianom pod wpływem roztworów przynoszących ze sobą rozpuszczone substancje mineralne, tak np. całe partje wapieni mogą ulec sylifikacji.

Wapienie pod wpływem soli fosforowych przechodzą niejednokrotnie w fosforany wapniowe i t. d.

Facje geologiczne.

Opisane powyżej procesy i warunki powstawania skał odbijają się w sposób specyficzny na ich charakterze petrograficznym i faunistycznym. Zespół cech petrograficznych i paleontologicznych

jakiejś skały, obejmujemy nazwą facjesu albo facji. Osady podobne facjalnie nazywamy izopicznemi, różne heteropicznemi. Linje, łączące te same facje z sobą, nazywamy izopami.

Podczas gdy jedne z opisanych przez nas osadów morskich charakteryzują się jednolitym typem facjalnym na dużych obszarach (osady głębokomorskie), to osady przybrzeżne wykazują wielką zmienność facjalną na niedużych stosunkowo przestrzeniach. Jako najwięcej przeciwstawiające się sobie jednostki facjalne podać można facjes lądową i morską. Facjes lądowa obejmuje piaski nagromadzone przez wiatr, löss, utwory glacjalne etc.

W facji morskiej obserwujemy obszerną skalę zmienności facjalnej, od utworów brzeżnych przez hemipelagiczne do pelagicznych. Zmienność ta idzie równolegle z oddalaniem się od brzegu i głębokością.

Facja utworów przybrzeżnych, jak to już podaliśmy, charakteryzuje się grubością ziarna, uwarstwieniem krzyżowem, śladami pełzania zwierząt, obecnością gruboskorupowych, częstokroć otoczonych fragmentów różnych zwierząt. Tutaj zaliczamy ławice ostrygowe, niejednokrotnie spotykane w wapieniach górnojurajskich i mioceńskich i t. d.

Do tejże samej facji należą utwory koralowe, wapienne, nerineowe, litotamniowe i t. d.

W olbrzymiem rozprzestrzenieniu napotykamy skały odpowiadające dzisiejszym utworom szelfowym. Charakteryzują się one przeważnie drobnem ziarnem, posiadają fragmenty cieńszych skorup. Przykładem margle kredowe w Tatrach, utwory glaukonitowe.

Typem osadu, powstającym w specjalnych warunkach, o czem niżej, jest flisz. Wielka ilość margli i marglistych wapieni, występująca w różnych formacjach geologicznych, odpowiada utworom powstającym w głębokości od 200—1.000 m. Charakteryzują się one bardzo drobnem ziarnem, wybitnem uwarstwieniem. Ze skamielin zawierają one pelagiczne cephalopody, pteropody, cienko-skorupowe małże, pojedyncze korale etc. Tutaj zaliczamy tak charakterystyczną dla formacji kredowej kredę piszącą, która pomimo pewnego podobieństwa do mułu globigerynowego mórz współczesnych nie zawiera okrzemek i radjolaryj, występujących w mule globigerynowym. Powstała ona prawdopodobnie w głębokości około 1.000 m.

W mniejszych głębokościach powstawały wapienie krynoidowe, margle brachiopodowe etc.

W większych głębokościach tworzą się wapienie i margle aptychowe, np. margle kredowe w Tatrach etc. Utwory, któreby odpowiadały typowym głębokomorskim osadom, są na ogół rzadkie. Czerwonym iłom głębokomorskim odpowiadają mioceńskie margle z Malty i wysp Barbados — tutaj najprawdopodobniej zaliczyć również wypada t. zw. radjolaryty w utworach mezozoicznych typu alpejskiego (w Tatrach górnojurajskie utwory facji reglowej), jak również skały ilaste z wyspy Timor z charakterystycznemi dla utworów głębokomorskich konkrecjami manganowemi.

Typ facjalny osadu zmienia się nie tylko w kierunku horyzontalnym, ale i pionowym. Niejednokrotnie możemy obserwować, że na osadach konglomeratycznych układają się utwory morza płytszego, zamknięte czasem u góry znowu utworami konglomeratycznemi, przedstawiając nam w ten sposób całą oscylację morską. Jasną jest rzeczą, że każda zmiana głębokości morza odbić się musi na charakterze facjalnym osadu.

Znajomość osadów tworzących się współcześnie pozwala nam na rekonstruowanie zarysów lądów i mórz w różnych okresach geologicznych. Rezultaty, zdobyte w ten sposób, ujmujemy w tak zwane mapy paleogeograficzne.

Różnice facjalne skał stały się bardzo ważnym czynnikiem przy badaniu obszarów zawiłych tektonicznie. W Alpach obserwujemy ponasuwane na siebie skały o różnym typie facjalnym, które na miejscu, obok siebie, wytworzyć się nie mogły. Wymagają one dla zrozumienia ich genezy cofnięcia płaszczowin, znajdujących się dzisiaj na północy, daleko na południe. Uzyskujemy w ten sposób harmonijny obraz coraz więcej pogłębiających się ku południowi osadów, co zgadza się najzupełniej z koncepcją tektoniczną, uzyskaną na zupełnie innych drogach. W Tatrach obserwujemy stykające się z sobą dwa zupełnie różne typy facjalne, które utworzyły się równocześnie, ale w różnych warunkach. Na północy występująca serja t. zw. reglowa, reprezentująca na ogół osady głębsze, została przesunięta ponad serją wierchową, na ogół płytszą.

Struktura skał osadowych.

Strukturą skały nazywamy wykształcenie poszczególnych elementów składowych i ich stosunek do siebie. W strukturze uwidoczniają się warunki powstania skały. Przestrzenne ułożenie ele-

mentów obejmujemy nazwą tekstury i ściśle odróżniamy od struktury. Do tekstury należeć będzie uwarstwienie, łupkowatość etc.

Strukturę skał o bardzo wielkich otoczakach nazywamy strukturą psefityczną.

Strukturę piaskowców o ziarnie poniżej wielkości grochu nazywamy psamityczną. Pojedyncze ziarna w piaskowcu mogą być zaokrąglone względnie ostrokanciaste, krzemionka zlepiająca poszczególne ziarna przyjmuje orjentację ziarn kwarcowych.

Strukturę spotykaną u skał o najdrobniejszem ziarnie nazywamy pelityczną.

Elementy składające skałę mogą być: ilaste, wapienne, ilasto-wapienne, krzemionkowe i t. d.

II.

SYSTEMATYKA.

Skały pochodzenia mechanicznego.

Przy omawianiu różnych zjawisk geologicznych widzieliśmy, że w pewnych miejscach nagromadzają się potężne masy otoczaków, żwirów i piasków, które jakkolwiek nie są zespolone, musimy traktować jako odpowiadające pojęciu skały. Dla celów systematyki pożyteczną będzie rzeczą ustalić terminologję tych elementów, opartą na średnicy ziarna.

Średnica ziarna		>	10	mm	otoczaki
„	„	5	— 10	„	gruby żwir
„	„	2	— 5	„	średni żwir
„	„	1	— 2	„	drobny żwir
„	„	0.5	— 1	„	gruby piasek
„	„	0.25	—0.5	„	średni piasek
„	„	0.1	—0.25	„	drobny piasek
„	„	0.05	—0.1	„	muł gruby
„	„	0.025	—0.05	„	muł średni
„	„	0.005	—0.025	„	muł drobny

Poniżej tej granicy koloidalny ił.

Złoża otoczaków i żwirów spotykamy na wybrzeżach mórz, w dzisiejszych i starych korytach rzecznych.

Piaski zajmują olbrzymie przestrzenie na powierzchni kuli ziemskiej. Ziarna piasków są albo zaokrąglone albo kanciaste. Eksperymentalnie stwierdzono, że ziarna piasku o średnicy 0.1 mm nie tracą w wodzie swoich ostrych konturów. Ziarna piasku niesione wiatrem posiadają przeważnie kontury zaokrąglone. W piaskach i żwirach można często obserwować nagromadzenie w wiekszej ilości minerałów takich, które w skale macierzystej występują rzadko. Nagromadzają się one dzięki swojej wielkiej odporności chemicznej i mechanicznej i swemu większemu ciężarowi gatun-

kowemu. Woda czy to płynąca, czy, morska dokonuje naturalnej selekcji, nagromadzając je czasem w takiej ilości, że mogą być spożytkowane technicznie.

N. p. na brzegach Bałtyku, koło wyspy Rugji, piasek składa się z 64% magnetytu [1]) i tytanitu obok 16% kwarcu. Na południowych brzegach Ceylonu leżą piaski wydmowe, składające się w 80% z granatu, korundu, spinelu, cyrkonu i topazu.

Fig. 23. Połąga. Wydmy za Holenderską Czapką.

Piaski występujące na powierzchni ziemi są utworami rzecznemi, morskiemi, względnie fluwioglacjalnemi, to znaczy powstałemi na skutek działalności wody z utworów morenowych.

Złoża piasku znamy pozatem z ubiegłych epok geologicznych. Przykładem tego występowania są piaski wieku mioceńskiego, znane ze Wschodniej Małopolski (Lwów i okolice), piaski wieku cenomańskiego, odsłaniające się w jarach Dniestru i jego dopływów, piaski średnio-jurajskie okolic Krzeszowic, charakterystyczne pięknem, wichrowatem ułożeniem.

Piaski w stanie czystym przerabiane bywają na szkło, np. w oko-

[1]) *Magnetyt* FeO_4, rozpuszczalny w kwasie solnym i fluorowodorowym. Wietrzeje na limonit lub hematyt. Tw. 5, ćw, wysoki 4.9—5.2. Barwa czarna, magnetyczny, rysa czarna. Częsty w skałach magmatycznych i osadowych.

licach Paryża, w północnych Czechach, w Polsce koło Żółkwi i w Smardzewicach, w Opoczyńskiem etc. Pozatem piasku używa się do zaprawy murarskiej, do szlifowania etc.

Okruchy skalne, zlepione lepiszczem, tworzą skały różnego rodzaju. Stosownie do kształtu i wielkości okruchów wchodzących w skład skał osadowych, rozróżniamy: brekcje (okruchowce), konglomeraty (zlepieńce), piaskowce, iły i muły.

Fig. 24. Piarg zlepiający się w brekcję (Tatry).

Brekcje.

Brekcją albo okruchowcem nazywamy skałę zbudowaną z dużych, kanciastych okruchów, zlepionych jakiemkolwiek lepiszczem. Okruchy, tworzące piargi górskie, zlepiają się często w brekcje.

Ułamki połamanych muszli tworzą brekcję muszlową, zaś zlepione kawałki potrzaskanych kości brekcję kostną.

W czasie między osadzeniem się utworów kajprowych i liasowych utworzyła się brekcja, złożona z zębów i kości gadów oraz łusek ryb — t. zw. bonebed.

Brekcją wulkaniczną nazywamy okruchy, zlepione lawą.

Na szczelinach uskokowych napotykamy niejednokrotnie brekcje utworzone z ułamków skały, powstałych przy uskoku; są to brekcje tektoniczne.

W obszarach górskich spotykamy niejednokrotnie całe masy skalne, potrzaskane naciskiem górotwórczym na drobne ostrokanciaste kawałki, zlepione później krążącemi w szczelinach roztworami mineralnemi, głównie kalcytem, rzadziej malachitem i limonitem. Skały takie noszą nazwę mylonitów. Stanowią one niejednokrotnie cenny materjał dekoracyjny.

Wapienie dolomityczne, średniotryjasowe w Tatrach mogą posłużyć jako przykład brekcji, powstałej przy procesach górotwórczych. Składają się one z szeregu ostrokanciastych okruchów, zlepionych kalcytem.

Jako piękny materjał, używany do celów dekoracyjnych, znany jest okruchowiec wydobywany w St. Giron w Pirenejach, złożony z dużych okruchów czarnego wapienia, zlepionych białym kalcytem, dalej niebieskawa brekcja marmurowa z Serravezza koło Carrary, również znany powszechnie materjał zdobniczy, zwany verde antico, petrograficznie ofikalcyt, t. j. marmur przejęty żyłkami serpentynu.

Konglomeraty.

Konglomeraty albo zlepieńce zbudowane są z otoczonych okruchów skalnych, zlepionych lepiszczem.

Ostra granica między brekcjami a konglomeratami nie zawsze da się przeprowadzić. Istnieje szereg skał, które stanowią przejście od brekcji do konglomeratu.

Lepiszcze konglomeratów jest bardzo różnorodne, może być ono wapienne, żelaziste, ilaste, krzemionkowe i t. d.

Konglomeraty stanowią bardzo często warstwę spągową transgredujących utworów morskich, czasem stare żwirowiska lądowe mogą również dać początek zlepieńcom.

Potężne masy zlepieńców wieku trzeciorzędowego; występujące na północnych zboczach Alp, a złożone z dużych otoczaków

wapienia, granitu; kwarcu, gnejsu, noszą nazwę Nagelfluh. Verrucanem nazywamy permskie konglomeraty, składające się z porfiru kwarcowego, kwarcu i innych skał alpejskich. W Polsce w całym szeregu formacyj, zauważyć możemy potężne masy zlepieńców. W górnym tryjasie (keuper) na czerwonych iłach i wśród nich występują na Śląsku i w ziemi Radomskiej zlepieńce, zbudowane z dużych otoczaków kwarcowych o lepiszczu żelazisto-piaszczysto-krzemionkowem.

W okolicach Krzeszowic pod Krakowem znane są zlepieńce t. zw. myślachowickie (dolny tryjas), złożone z otoczaków wapieni dewońskich i karbońskich.

Duże masy zlepieńców utworzyła transgresja cenomańska (okolice Krakowa, kotlina Nidziańska, Podole).

We fliszu karpackim częstem zjawiskiem są potężne ławice zlepieńców, zbudowane niejednokrotnie z otoczaków skał, których wychodni dzisiaj nie znamy.

Znajdują się one gdzieś w głębi pod pokrywą osadów fliszowych. Elementy te, obce fliszowi, noszą nazwę egzotyków.

Konglomeraty, o ile posiadają odpowiednią odporność, bywają używane do różnych celów technicznych.

Skały, składające się z kwarcu, ziarn skaleni, fragmentów łupków, kwarcytów, czasem diabazu, granitu, o przeważającej barwie szarej, czasem zielonawo-szarej, noszą nazwę szarowaki. Lepiszcze bywa krzemionkowe, ilasto-krzemionkowe, w rzadszych wypadkach wapienne, na skutek procesów górotwórczych niejednokrotnie przekrystalizowane.

Szarowaki są bardzo rozpowszechnione w starszych formacjach geologicznych, np. w dolnym karbonie (kulm). Niektóre odmiany posiadają bardzo znaczną odporność na ciśnienie, dochodzącą do 3.000 kg/cm^2. Wskutek tego znajdują rozliczne zastosowanie techniczne.

Arkozy. Arkozami nazywamy skały, w których skład wchodzą skalenie, kwarc, łyszczyki — a więc okruchy, pochodzące z granitu albo gneisu. Lepiszcze arkoz bywa ilaste, krzemionkowe lub żelaziste. Czasem następuje regeneracja skaleni i wtedy arkozy mogą przypominać granity lub gneisy, z których powstały.

W Polsce występują arkozy w Kwaczale pod Krakowem. Arkoza kwaczalska jest typowo rozwinięta w okolicach Alwerni i Kwaczały. Jest to bardzo nierówno, — ale gruboziarnisty piaskowiec czerwonawo-szary, zawierający prócz otoczonych ziarn kwarcu

znaczną ilość ziarn czerwonego ortoklazu i blaszek białego łyszczyku. Miejscami zdarzają się wkłady żółtawego piaskowca bez ortoklazu.

W okolicach Kwaczały można obserwować duże pnie skamieniałych drzew szpilkowych z gatunku Araucarites Schrollianus. Niektóre z nich mają do $1^1/_2$ m długości a do 1 m średnicy.

Piaskowce. Piaskowce składają się z ziarn kwarcu, zlepionych lepiszczem. Obok ziarn kwarcu występują również ułamki: skaleni i łyszczyków. Lepiszcze może być: krzemionkowe, ilaste, wapienne, dolomityczne, margliste, żelaziste etc.

Stosownie do tego, jakie lepiszcze stwierdzimy w badanym okazie, będziemy mówili o piaskowcu krzemionkowym, ilastym, wapiennym, marglistym etc. Zdarzają się piaskowce z lepiszczem gipsowem, spotykamy je jednak rzadko, gdyż ulegają szybkiemu rozkładowi.

Charakter piaskowca i jego techniczna wartość zależy od rodzaju lepiszcza i od stosunku ilościowego ziarn kwarcu, do spajającego materjału.

W niektórych piaskowcach zauważyć możemy pewną zawartość ropy lub smoły. Wielkość ziarn piaskowców bywa różna, od ułamków milimetra do ziarn wielkości grochu. Zależnie od tego, mówimy o piaskowcach drobno, średnio lub gruboziarnistych. Ziarna, zwłaszcza większe, są najczęściej zaokrąglone. Obok kwarcu i wymienionych elementów, zdarzają się nierzadko w piaskowcach fragmenty skaleni i ich produkty rozkładowe, muskowit, pokrywający powierzchnie warstwy błyszczącemi blaszkami, ponadto rzadkie minerały, jak: cyrkon, rutyl, turmalin, granat etc.

W piaskowcach napotykamy ponadto czasem markazyt, względnie piryt, ulegający łytwo rozkładowi na limonit, siarczan żelaza i kwas siarkowy; czasem zwęglone części roślin, fragmenty skorup etc.

Obecność wymienionych minerałów w piaskowcach, pozwala nam niejednokrotnie na wysnuwanie wniosków co do skały macierzystej z której powstał piaskowiec.

U piaskowców żelazistych obserwujemy czasem, że pojedyncze ziarenka posiadają cienką otoczkę hematytu.

Szereg piaskowców o charakterycznym zielonym kolorze zawdzięcza swą barwę obecności glaukonitu.

W piaskowcach wapiennych lepiszcze występuje czasem w kryształach wypełnionych piaskiem. W piaskowcach ilastych występują niejednokrotnie soczewki ilaste i margliste. W piaskowcach krzemionkowych lepiszcze posiada najczęściej cechy kwarcu, rzadziej chalcedonu albo opalu.

Lepiszcze albo przyjmuje orjentację ziarn kwarcu, wtedy piaskowiec posiada strukturę cukrowatą, albo też układa się zupełnie bezładnie i wtedy piaskowiec przyjmuje strukturę zbitą, zbliżając się do kwarcytu. Barwy różne, zależnie od charakteru domieszek i lepiszcza: popielata, szara, żółta, brunatna, czerwona etc.

Piaskowce są bardzo rozpowszechnioną skałą wśród wszystkich formacyj geologicznych. Potężne masy piaskowców znamy z dolnego tryjasu, z górnej kredy t. zw. Quadersandstein w północnych Czechach i Saksonji, piaskowiec dolno-kredowy z nad Wezery etc.

Piaskowce stanowią bardzo cenny i poszukiwany materjał do celów technicznych, jako materjał budowlany, kostki brukowe, kamienie młyńskie, osełki etc. Wytrzymałość na ciśnienie waha się u piaskowców w dużych granicach od stu kilkudziesięciu kg/cm^2 do 1.800 kg/cm^2. Odporność na wietrzenie jest bardzo zmienną, zależnie od lepiszcza i innych domieszek.

Piaskowce wchodzą w skład fliszu jako czynnik bardzo ważny (nazwa pochodzi z Szwajcarji od Flysch). Dzisiaj przez to pojęcie oznaczamy pewien typ facjalny osadu, który jest scharakteryzowany naprzemianległością ustawiczną piaskowców, margli, łupków, zlepieńców, iłów etc. Na ogół są to osady morza płytkiego. Materjały, z których flisz jest zbudowany, są pochodzenia terrygenicznego, z niezbyt odległego lądu.

Ponieważ miąższość osadów jest bardzo znaczna, przy równoczesnym charakterze płytkomorskim osadu, musimy przyjąć, że basen, w którym gromadziły się te osady, powoli obniżał się w miarę gromadzenia się sedymentu. Warunki powstawania osadu nie sprzyjały rozwojowi życia organicznego i stąd też szczątki organiczne należą na ogół we fliszu do rzadkości. Jedynie szczątki roślinne, w postaci zwęglonych kawałków występują częściej. Zjawiskiem spotykanem we fliszu bardzo często są t. zw. hieroglify; są to nieregularne, wałkowate zgrubienia, rozmiarów różnych, których powstanie tłumaczymy sobie w ten sposób, że ślady pełzania różnych istot po płytkiem dnie morza zostały wypełnione następnie materjałem skalnym.

Hieroglify te, jak z genezy ich wynika, normalnie występywać będą na dolnej stronie warstwy. Jeżeli spotykamy je na stronie górnej, to wskazuje to na wywrócenie późniejsze natury tektonicznej. Jak widzimy, hieroglify są środkiem pomocniczym dla zrozumienia budowy geologicznej badanego obszaru.

Flisz, dzięki swoim specjalnym warunkom powstawania, na-

gromadza w sobie niejednokrotnie większe ilości bituminów, które, przy odpowiednich warunkach tektonicznych, zbierają się w większe złoża, nadające się do eksploatacji górniczej. W budowie geologicznej Polski flisz odgrywa rolę poważną, zbudowane są bowiem ze skał tego typu łańcuchy karpackie. Flisz tutaj występujący jest wieku kredowego i trzeciorzędowego. Podrzędnie występują w górach Świętokrzyskich piaskowce przypominające flisz, są one wieku kambryjskiego. Z fliszem w olbrzymim rozwoju spotykamy się w Alpach, Apeninach, Himalajach i t. d.

Należy zaznaczyć, że flisz jest pojęciem wyłącznie facjalnem, przywiązanem tylko do pewnych warunków przy fazie orogenetycznej lub epeirogenetycznej sąsiedniego lądu.

Skały, z których zbudowany jest flisz, mogą być rozmaitego wieku od najstarszych do współcześnie tworzących się osadów. Piaskowce spotykane we fliszu są różnego typu petrograficznego, nazwy ich wzięte zostały po największej części od różnych miejscowości, w których występują. Poniżej podajemy kilka odmian piaskowców.

Fig. 25. Hieroglify.

Piaskowiec godulski. Piaskowiec godulski, wydobywany w kamieniołomach w Kozach, Straconce i t. d. koło Kęt w Małopolsce, jest koloru zielonawo-szarego z grubemi hieroglifami. Często tworzy potężne ławice. Jest dobrym materjałem dla celów technicznych.

Piaskowiec ciężkowicki, nazwany od Ciężkowic, leżących przy trasie kolejowej Tarnów — Nowy Sącz, charakteryzuje się naprzemianległością z iłami czerwonemi. Nierzadko rozrzucone są w samej masie skały nieregularne gniazdka zlepieńcowate otoczonego materjału kwarcowego (eocen).

Z materjałów egzotycznych trafiają się tutaj ułamki łupków kwarcytowych, rzadziej granitów. Z rzadkich minerałów uderza obecność cyrkonu i rutylu.

Piaskowiec magórski. Jest on grubo uławicony drobno- lub grubo-ziarnisty, zielonawo- lub niebieskawo-szary, zwięzły, z licznemi drobnemi blaszkami miki, naprzemian z ciemno-szaremi lub brunatnemi łupkami. Na dolnych powierzchniach piaskowców, na granicy łupków, grube i drobniejsze hieroglify (oligocen). Ograniczony jest do wewnętrznych łańcuchów Karpat.

Fig. 26. Łom piaskowca godulskiego w Kozach (Śląsk Ciesz.).

Piaskowiec inoceramowy. Jest cienko-warstwowany, koloru sinego, zielonkawego, warstwy bywają najczęściej na zgięciach popękane, łepiszcze jest wapienne, niejednokrotnie żyłki kalcytu, przełom muszlowaty.

Nazwa pochodzi od często spotykanych w nim ułamków inoceramów (małży). W górnych poziomach piaskowców inoceramowych trafiają się wkładki iłów czerwonych, podobnych do eoceńskich (kreda).

Charakterystyczną cechą piaskowca inoceramowego jest znaczny procent skaleni, głównie ortoklazu. Stanowi on niemal połowę większych składników skalnych. Bardzo ciekawem jest występo-

wanie granatów, co obok znalezienia w tym piaskowcu kawałków granulitu (t. zn. skały składającej się z kwarcu, skalenia potasowego i granatu) wskazuje, że materjału na wytworzenie piaskowca inoceramowego dostarczyć musiały częściowo jakieś skały granulitowe, dzisiaj nie znane w najbliższej okolicy, ukryte w głębi.

Piaskowiec jamneński. Najwyższe położenie w kredzie Karpat wschodnich zajmuje piaskowiec jamneński, występujący w ławicach do 20 m grubości; jest on drobno-ziarnisty, jasno-żółtawy lub różowy, kruchy. Wietrzejąc powleka się skorupą brunatną lub szarą i rozsypuje się w piasek, pęka w olbrzymie odłamy i toczy potężne piargi.

Fig. 27. Piaskowce ciężkowickie.

Piaskowiec krośnieński. Charakteryzuje się barwą szarą, liczną miką, licznemi hieroglifami i bardzo licznym miałem węglowym (oligocen).

Piaskowce dobrotowskie. Na wschodzie Karpat, przedewszystkiem w dorzeczu Prutu, rozwija się gruby kompleks warstw, nazwanych dobrotowskiemi, leżących na łupkach menilitowych, często ze zlepieńcami w spągu. Piaskowce te są ilaste, zbite, drobno-ziarniste, popielate, zwykle zawierają łuski muskowitu. Na dolnej stronie warstw występują pręgi faliste (ripplemarks).

Charakterystyczne dla tego piaskowca są bulaste konkrecje, oddzielające się przy wietrzeniu. Cały kompleks warstw przedzie-

lony jest iłami szaremi lub zielonawemi, w stanie zwietrzałym brunatnemi.

Miejscami wtrącają się między te warstwy nagromadzenia brył egzotycznych i pokłady zlepieńców, które czasem reprezentują nam cały kompleks warstw dobrotowskich. Składają się one z kwarcytów, fillitów, szarowak, wapieni, łupków chlorytowych i t. d.

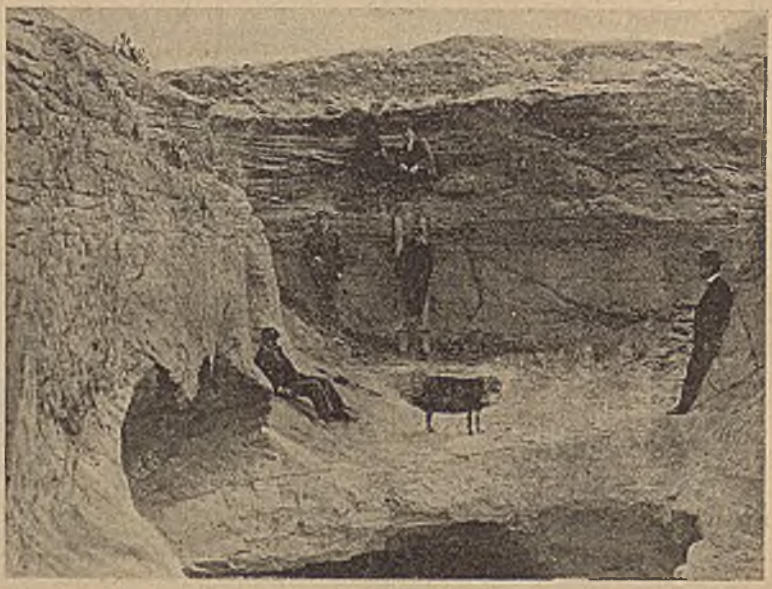


Fig. 28. Łom piaskowca. — Smardzewice, Radomskie.

Piaskowiec pińczowski. Znanym powszechnie piaskowcem o lepiszczu wapiennem jest piaskowiec pińczowski z okolic Pińczowa i Działoszyc.

Piaskowiec szydłowiecki. Na obszarze dawnego Królestwa Kongresowego spotykamy na przejściu między tryjasem a jurą dolną potężne masy piaskowca należącego częściowo do keupru i retu, a może i liasu, który w najwyższych swoich poziomach nosi nazwę piaskowca szydłowieckiego. Posiada on barwę jasnoszarą, budowę drobno-ziarnistą, ziarno mniej więcej jednakowej wielkości, lepiszcze krzemionkowe, wskutek tego jest bardzo odporny na działanie czynników atmosferycznych. Na jego powierzchni trafiają się nierzadko blaszki muskowitu.

W ziemi opoczyńskiej (Opoczno, Inowłódź) średnie poziomy

jury, Bajos, Bat, wykształcone są również jako piaskowce żółte, słabo spoiste.

Zarówno piaskowce kajprowe, szydłowieckie i średnio-jurajskie ważne są ze względu na występowanie wśród nich sferosyderytów.

Na obszarze gór Świętokrzyskich orograficznie odgrywają ważną rolę piaskowce czerwone krzemionkowe, czasem konglomeratyczne, należące do rötu (Radoszyce).

Piaskowiec trembowelski. Na płycie podolskiej wykształcona jest dolna część dewonu w postaci facji old redu (czerwonego starego piaskowca), koloru czerwonego i szarego. Wielkość ziarn przeważnie 0.1 mm. Składają się one przeważnie z kwarcu, każde z ziarenek kwarcu powleczone jest tlenkiem żelaza, który nadaje barwę czerwoną. Cechy optyczne kwarcu przemawiają za jego granitowem pochodzeniem. Prócz kwarcu występują tu skalenie alkaliczne, mikrolin i ortoklaz, muskowit i t. d. Spoiwo piaskowca składa się z substancji ilasto-wapiennej ze znaczną domieszką tlenku żelaza. Spoiwo to jest nieznacznie nasycone krzemionką, która w niektórych miejscach gromadzi się w większych ilościach.

M. Hamerska.

Fig. 29. Piaskowiec trembowelski, czerwony przy nikolach skrzyżowanych.

Piaskowiec trembowelski posiada szerokie zastosowanie praktyczne jako materjał brukowy, na osełki i t. d.

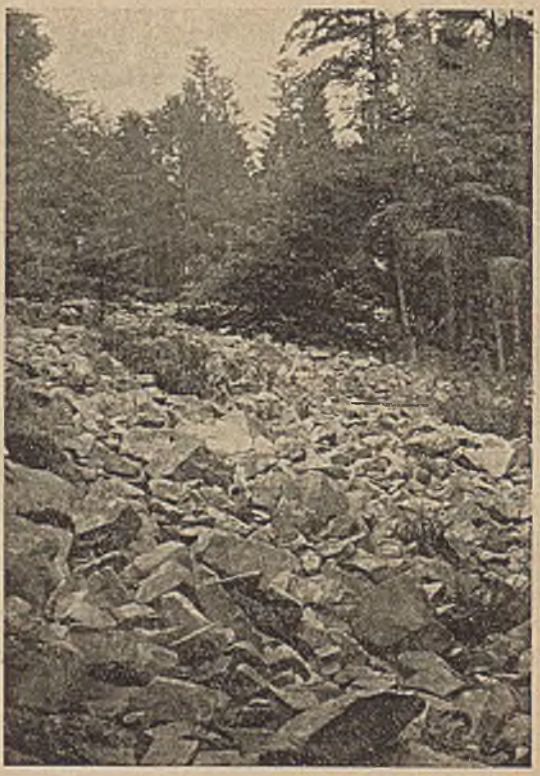
Własności techniczne czerwonej odmiany tego piaskowca w cyfrach przedstawiają się następująco:

zdolność napawania się wodą średnio 2.88%; wytrzymałość na

ciśnienie po zupełnem napojeniu wodą: średnio 1098.32 kg/cm², wytrzymały na działanie mrozu.

Ubytku na ciężarze ani zmiany kształtu nie zauważono, wytrzymałość na ciśnienie po mrożeniu 1074.97 kg/cm².

Ścieralność (po 440 obrotach tarczy) średnia 48.3 g.



Fot. J. Premik.

Fig. 30. Kwarcyty (gołoborze). Góry Świętokrzyskie.

Własności te nie wyróżniają dodatnio piaskowca trembowelskiego (duża ścieralność, mała wytrzymałość na ciśnienie).

Dodatnią stroną tego piaskowca jest jego łupliwość w cienkie płyty, ułatwiająca formowanie.

Piaskowce kwarcytowe i kwarcyty. Piaskowce o lepiszczu krzemionkowem posiadają niekiedy strukturę tak zbitą, że gołem okiem nie można odróżnić poszczególnych elementów. Krzemionka narasta na poszczególnych ziarnach kwarcu, przyjmując jego orjentację krystalograficzną i powoduje charakterystyczną strukturę kwarcytów. Kwarcyty należą do najodporniejszych skał.

Kwarcyty w górach Świętokrzyskich. W górach Świętokrzyskich formacja kambryjska w paśmie głównem (Łysica) wykształcona jest przeważnie w postaci kwarcytów, które tworzą znane gołoborza. Kwarcyty te są przedzielone łupkami ilastemi, których grubość w kierunku rozciągłości pasma jest zmienna. Kwarcyty świętokrzyskie posiadają zabarwienie ciemne, brązowe,

szare, czasem czerwonawe lub szaro-niebieskie. Struktura ich jest zbita, zlewna. W kwarcytach tych niejednokrotnie występują kulisto-promieniste skupienia wavelitu $(HO.Al)_3 P_2O_8 + 5H_2O$, o ładnej szmaragdowo-zielonej lub niebieskawej barwie. Fosfor wavelitu pochodzi najprawdopodobniej ze skorup pewnych brachjopodów, jak Obolus, Lingula, których skorupa składa się z warstw ułożonych naprzemian z kalcytu i fosforanu wapniowego.

Wavelity spotyka się w większej ilości na górze Dąbrówki pod Ameliówką.

Do typu piaskowców kwarcytowych należą także piaskowce permo-tryjasu w Tatrach. Leżą one bezpośrednio na skałach krystalicznych, niejednokrotnie z konglomeratami w spągu. Posiadają kolor biały lub czerwony. W keuprze tatrzańskim występują podrzędnie piaskowce kwarcytowe.

Ił. Ił składa się z drobniutkich cząsteczek wodnych glinokrzemianów, do których dołącza się wodorotlenek glinowy. W przeważającej swojej części nie odpowiadają one kaolinowi. Jako mechaniczne domieszki występują w iłach drobne pyłki kwarcu. O ile występują one w większych ilościach, ił otrzymuje nazwę gliny.

Nierzadko można spotkać ułamki skaleni, chloryt, muskowit. Większa domieszka węglanu wapniowego powoduje przejście do marglu. Często stwierdzamy obecność substancyj organicznych jak węgiel, względnie części bitumiczne, które mu nadają ciemną barwę. Obecność drobno rozsianego pirytu barwi ił na kolor ciemny. Powstanie pirytu tłumaczymy sobie procesami redukcyjnemi z powodu gnicia substancji organicznej. Pozatem w niektórych odmianach iłu obserwujemy występowanie gipsu, soli, ałunu etc.

Ił czysty posiada nieznaczną twardość, w dotknięciu jest tłusty (wskutek delikatności składających go cząstek). Chłonie chciwie wodę i wtedy staje się plastyczny. W stanie czystym jest barwy białej, jasno-popielatej, czasem żółtawej, zielonawej i ciemnej. W ile występują niejednokrotnie w konkrecjach sól, gips, węglany, sferosyderyty etc.

Wyróżniamy cały szereg odmian: kaolin o składzie $Al_2O_3 . 2SiO_2 . 2H_2O$ o barwie białej, powstający jako produkt rozkładu skał skaleniowych, znany z Czech, Saksonji i t. d.

Ił ałunowy zawiera drobno rozsiany siarczek żelaza, węgiel, substancje bitumiczne. Z pirytu względnie markazytu powstaje siarczan żelaza względnie kwas siarkowy, który działając na węglany wapnia, względnie związki potasu i glinu, daje początek ałunom (siarczanom glinu i potasu).

Ił sukienniczy o barwie zielonawej z zawartością tlenku magnezu, dzięki zdolności pochłaniania tłuszczów, ma zastosowanie w przemyśle tekstylnym.

Ił odgrywa wybitną rolę w przyrodzie. Ił, jak wspomnieliśmy, przyjmuje chciwie wodę (do 70% swojej objętości). Z chwilą zupełnego nasycenia wodą, staje się nieprzepuszczalny i stanowi wskutek tego warstwę, na której spiętrza się woda gruntowa. Jeżeli warstwy iłów występują wielokrotnie wśród warstw przepuszczalnych, mogą tworzyć parę poziomów wód gruntowych. W terenach sfałdowanych masy skalne, leżące na pochylonych warstwach iłu, ulegają niejednokrotnie zsuwom wskutek plastyczności nasiąkniętego wodą iłu. Technicznie ważną cechą iłu jest jego odporność na działanie wysokich temperatur. Czysty kaolin posiada temperaturę topliwości zbliżoną do platyny. Jest on również bardzo odporny na działanie różnych czynników chemicznych. Ponieważ czysty ił przy prażeniu wskutek utraty wody kurczy się, co powoduje powstanie drobnych rys, dodaje się do niego piasek. Większa zawartość kwarcu wpływa na obniżenie punktu topliwości. Podobny wpływ posiada żelazo, alkalja etc.

Szkodliwą w ile jest zawartość węglanu wapnia, siarczanu i siarczku żelaza.

Najczystszych iłów jak kaolin używa się do wyrobu porcelany, przez dodatek skaleni podnosi się punkt topliwości, jak również przejrzystość porcelany. Odmiany zanieczyszczone piaskiem, tlenkami żelaza, noszą nazwę gliny. Częstą jest w glinach domieszka węglanu wapnia; gliny używa się do wyrobu cegieł i t. d.

Występowanie. Iły, jako utwory morskie, bądź jeziorne, znamy z szeregu formacyj geologicznych: iły kambryjskie okolic Petersburga, iły formacji jurajskiej, kredowej, iły wstęgowane z dyluwjum etc.

Gliny ze znaczną zawartością węglanu wapnia i fragmentami skał obcych są znanym osadem lodowcowym, pokrywającym znaczne przestrzenie Europy.

Poniżej podajemy analizy iłów ogniotrwałych (z 1) Saarau na Śląsku, 2) Ardenne Belgja, 3) Oberkaufungen Hessja).

SiO_2 Związane	SiO_2 Kwarc	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Alkalia	Strata przez żarzenie	Stopień ogniotrwałości
38.94	4.90	36.30	0.46	0.19	0.19	0.42	17.78	100
39.69	9.95	34.78	1.80	0.68	0.41	0.41	12.00	50
33.59	24.40	27.97	2.01	0.97	0.54	0.53	9.43	20

Polska. Olbrzymie przestrzenie Polski pokryte są czerwonawemi, miejscami zielonawemi glinami, wśród których tkwią bezładnie rozrzucone kawałki granitów, gneisów, diorytów, kwarcytów etc., dochodzące czasem rozmiarów bardzo znacznych. Gliny te są pochodzenia lodowcowego. Kawałki skał zostały przywleczone z północy przez lodowce. Gliny te zwane są morenowemi. O ile domieszka tych skał jest niezbyt wielką, gliny te używane są jako materjał do wyrobu cegieł.

Fig. 31. Glina morenowa (Suwalszczyzna).

Pozatem z różnych formacyj geologicznych (szczególnie z miocenu) znamy w Polsce iły, a czasem glinki ogniotrwałe, mające szerokie zastosowanie w ceramice. Między pokładami węgla występują niejednokrotnie łupki ilaste składające się przedewszystkiem z kaolinu. W okolicach Krakowa, w Grojcu, Mirowie, wydobywano glinki ogniotrwałe, złożone z bardzo drobnych pyłów kaolinu, należące do formacji dolnej jury. Glinki te zawierają bardzo pięknie zachowaną florę. Na obszarze dawnego Królestwa Kongresowego wśród piaskowców szydłowieckich występują wkłady glinek ogniotrwałych, np. w Rozwadach koło Opoczna, używane do wyrobów ceramicznych.

W formacji górno-tryjasowej (keuper) występują na obszarze

krakowskim i w dawnem Królestwie Kongresowem potężne masy iłów wiśniowych, stanowiących ważny horyzont wodny.

W miocenie spotykamy znaczne pokłady iłów zielonawych. Używane są one do wyrobu cegieł i dachówek. Iły te zawierają mniejsze lub większe skupienia gipsów.

Na Wołyniu w okolicach Korca i Baranówki występują znaczne złoża kaolinu, używanego do wyrobu porcelany. Kaolin ten pochodzi z rozkładu skał krystalicznych, wychodzących na powierzchnię granitowej płyty wołyńsko-ukraińskiej.

Bauxit. Bauxit jest wodnym tlenkiem glinu, o niestałym składzie chemicznym i o zmiennych własnościach fizycznych.

Jego skład chemiczny waha się od $Al_2O_3 2H_2O$ do $Al_2O_3H_2O$.

Bauxit jest masą koloidalną, zawiera on obok wodnych tlenków glinu również wodne tlenki żelaza i krzemionkę.

Zewnętrznie bauxit jest podobny do gliny, jednak w stanie wilgotnym nie jest plastyczny.

Wartość bauxitu polega na jego zawartości glinu. Jako ruda glinu posiada znaczenie, gdy zawiera ponad 52% tlenku glinu. Bauxity o mniejszej zawartości tlenku glinu, przerabiane bywają na ogniotrwałe cegły i używane do fabrykacji glinowych siarczanów. Używa się go również do fabrykacji sztucznego korundu.

Geneza bauxitu. Oddawna stwierdzono, że bauxity mają wiele podobieństwa do laterytu. Analogja ta została stwierdzona badaniami złóż bauxitów w Arkansas.

Jako skałę macierzystą bauxitów widzimy tam intruzje syenitu nefelinowego w utworach paleozoicznych.

Bauxit, wytworzony z rozkładu syenitu, został następnie złożony w depresjach topograficznych tak, że dzisiaj obserwujemy pod trzeciorzędem, a na syenicie leżące złoża bauxitów.

W omawianym obszarze widać, jak skalenie syenitu przechodzą stopniowo w bauxit w postaci krystalicznego hydrargilitu.

Mielibyśmy tu przykład powstawania bauxitu na drodze rozkładu skał krzemianowych.

Między złożami bauxitu a wapieniami i dolomitami istnieje również bardzo wyraźny związek, np. w Górach Biharskich w Transsylwanji i na obszarze Dalmacji.

Wiemy, że po rozpuszczeniu wapieni i dolomitów pozostaje koloidalna substancja o składzie: $Al_2O_3H_2O$, zabarwiona tlenkami żelaza. Ten sam skład chemiczny posiada naturalna terra rossa, t. j. pozostałość po rozpuszczeniu wapieni na obszarach krasowych.

Wobec tego można przyjąć, że niektóre bauxity powstają na drodze rozpuszczania wapieni. Substancja wodorotlenku glinowego powstałaby syngenetycznie, razem z osadem wapiennym, na dnie morza.

Znane złoża bauxitu występują we Francji w dep. Var, w Baux, około miasta Arles, na Węgrzech w Górach Biharskich, Vogelsbergu w Hessji, w Krainie i Chorwacji.

Skład chemiczny bauxitów:

	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	TiO_2	H_2O	CaO	P_2O_5
Francja:							
Villeveyrac, biały	76.90	0.10	2.20	4.00	15.80	—.—	—.—
	66.50	2.10	15.80	1.20	15.20	—.—	—.—
czerwony	65.00	17.60	1.90	1.50	14.00	—.—	—.—
Chorwacja:							
Gring brieg	50.61	26.89	10.29	—.—	11.29	—.—	—.—
Niemcy:							
Vogelsberg	50.92	15.70	1.10	3.20	27.75	—.—	—.—

Lateryt. W klimacie podzwrotnikowym wietrzenie skał skaleniowych odbywa się inaczej aniżeli w klimacie umiarkowanym. Skaleń przy przeobrażeniu traci alkalja i całą krzemionkę, a na miejscu pozostaje jedynie mieszanina piasku kwarcowego z wodorotlenkiem glinowym i limonitem. Czasem pozostaje on na miejscu tworzenia i przykrywa grubym płaszczem skałę macierzystą, zachowując jej pierwotną strukturę. Czasem ulega wypłukaniu i osadza się w miejscach dalekich od swego utworzenia. Sole żelaza wzbogacają się niejednokrotnie bardzo znacznie, niekiedy tworzą się konkrecje limonitu.

Lateryt posiada barwę intensywnie czerwoną.

Löss (glina mamutowa). Na olbrzymich przestrzeniach południowej Polski spotykamy żółtawą skałę, tworzącą często strome ściany: nosi ona nazwę lössu. Löss potraktowany kwasem solnym, burzy intensywnie, ale krótko. Składa się on przeciętnie z bardzo drobnego ostrokanciastego pyłu kwarcowego, z niewielkiej ilości iłu, tlenków, żelaza i około 30% węglanu wapniowego. Węglan wapniowy tworzy bardzo często cienkie otoczki naokoło pojedynczych ziarnek kwarcu.

Typowy löss jest niewarstwowany, jednorodny. Znamy również löss uwarstwiony.

Węglan wapniowy ulega łatwo wypłukaniu i gromadzi się w dolnych partjach tworząc często konkrecje t. zw. kukiełki lössowe. Tworzą się one naokoło korzeni roślin, fragmentów skorup zwierząt etc. Nierzadko obserwujemy w lössie prostopadłe cylindryczne kanaliki, są one pozostałością po zbutwiałych częściach roślinnych. Löss w górnych swoich partjach jest najczęściej odwapniony, co zmniejsza jego zwartość. Wskutek utlenienia soli żelazawych w żelazowe zmienia się jego barwa z jasno-żółtej w brunatną. Sporadycznie występują w lössie łuski skaleni, muskowitu, amfibolu, granatu, turmalinu. Bardzo charakterystyczną cechą lössu jest jego właściwość tworzenia prostopadłych ścian, pomimo małej zwartości. Tłómaczy nam to jego struktura, a mianowicie obecność prostopadłych kanalików, wzdłuż których skała odpada. Löss jest skałą bardzo mało odporną na działanie mechaniczne wody i stąd też bywa łatwo unoszony, dając początek lössom warstwowanym. Krajobraz lössowy jest bardzo charakterystyczny, przez swoje głębokowcięte wąwozy o prawie prostopadłych ścianach. Sposób występowania lössu, jak i zawarte w nim szczątki wskazują, że jest on utworem wiatru. Współcześnie możemy obserwować tworzenie się lössu w Chinach. W Europie powstał on w dyluwjum.

Obserwując rozmieszczenie lössu przekonamy się, że występuje on asymetrycznie, wyścielając tylko jedno zbocze doliny, znajdującej się w cieniu wiatrów panujących w czasie powstawania lössów. Częstym również zjawiskiem jest występowanie lössów na działach wodnych, co wyklucza możliwość jego powstania na drodze sedymentacji wodnej.

Obecność w lössie szczątków roślin jak również kości zwierząt stepowych potwierdza eoliczne powstanie lössu. Aby löss mógł się utworzyć, potrzebne są większe przestrzenie bezodpływowe o klimacie stepowym, a ponadto szata roślinna, która zatrzymuje niesiony przez wiatry pył. Obumierające części roślinne dają wspomniane pionowe kanaliki. Na utworzonej warstwie lössu rozwija się nowa roślinność i t. d. Materjału do wytworzenia lössu w Europie, dostarczyły delikatne muły wypłukane z moren, które wiatry wiejące z obszaru zlodowaconego unosiły i układały. Materjał układany w basenach wodnych przyjmował uwarstwienie (löss uwarstwiony). Löss stanowi utwór bardzo rozpowszechniony na powierzchni kuli ziemskiej.

Gleby powstałe z lössu należą do najurodzajniejszych. W Polsce

löss zajmuje poważne przestrzenie południowych części kraju, Krakowskie, Sandomierskie, Podole.

Skład chemiczny lössu ilustruje nam następująca tabela.

Analiza lössu z Glinnej Nawarji wykazuje następujące stosunki procentowe.

SiO_2	79.74 %
Al_2O_3 . . .	8.16 „
Fe_2O_3 . . .	2.72 „
CaO	0.79 „
MgO	0.33 „
K_2O	2.03 „
Na_2O . . .	1.52 „
Strata przy żarzeniu	5.20 „
Suma . . .	100.49 %

Gleba. W każdym niemal kamieniołomie możemy obserwować zjawisko, że warstwy skalne w miarę zbliżania się ku powierzchni ziemi rozluźniają się i przechodzą w końcu w masę, zawierającą obok fragmentów mineralnych znaczną domieszkę zbutwiałych cząstek roślinnych. Ta najwyższa partja skorupy ziemskiej, odgrywająca podstawową rolę dla rozwoju życia na ziemi nosi nazwę gleby. Partja głębsza, nie zawierająca substancyj humusowych, zbudowana z materjałów zwietrzelinowych występujących w większych kawałkach, nosi nazwę podglebia.

Ponieważ gleba powstaje ze zwietrzenia skał macierzystych, występujących pod nią, jasną jest rzeczą, że dla zrozumienia powstania jak i dla systematyki gleb konieczną jest znajomość ich składu petrograficznego i sposobu wietrzenia. Wietrzenie skał zależy jak wiadomo od stosunków klimatycznych danego miejsca, stąd też różne strefy klimatyczne ziemi charakteryzują się różnym typem wietrzenia, a co za tem idzie różnym typem gleb. W klimacie podzwrotnikowym, gdzie działalność chemiczna wody przeważa, tworzą się lateryty, które nadają cechę glebie tamtejszej. W klimacie umiarkowanym obok wietrzenia mechanicznego odgrywa rolę t. zw. wietrzenie humusowe, prowadzące do nagromadzania się dużych mas substancyj humusowych w glebie.

Obserwując jakiś profil gleby piaszczystej, zauważymy często następujące stosunki:

Najwyższą warstwę tworzy gleba barwy ciemnej od domieszek humusowych, pod nią zauważymy partję np. piasku, zupełnie jasną, a wreszcie poniżej warstwę o rdzawej barwie czę-

stokroć stwardniałą, którą nazywamy orsztynem, na dnie zaś piasek niezmieniony. Z partji jasnej zostały wyługowane przez kwasy humusowe, tlenki żelaza, glinu i strąciły się w partji niższej dając orsztyn.

Gleba stanowi nieodzowne podłoże dla życia organicznego na ziemi, musi ona wobec tego zawierać pewne substancje mineneralne, które są potrzebne roślinom. Gleba posiada bardzo ważną właściwość dla życia roślinnego, mianowicie że adsorbuje pewne sole mineralne, a przedewszystkiem sole potasowe i amonowe. Rolę czynników adsorbcyjnych odgrywają koloidalne połączenia humusowe, iły i t. d. Gleby przepuszczają w różnym stopniu wodę, co odbija się na ich wartości użytkowej. Przepuszczalność zależy od wielkości ziarna, od obecności w glebie substancyj koloidalnych. Najłatwiej przepuszczalne będą gleby żwirowate, później piaszczyste, najmniej gliniaste.

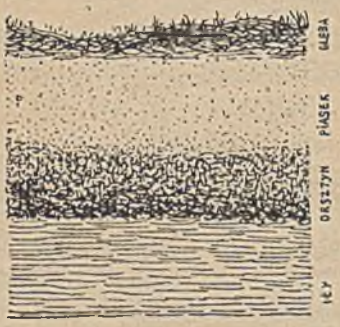


Fig. 32. Profil gleby ilustrujący tworzenie się orsztynu.

Podobnie jak przenikanie wody, z partyj górnych do dolnych ważnem jest również podnoszenie się wody do góry drobniutkiemi szczelinkami. Łatwiej odbywa się to zjawisko u gleb o bardzo drobnem ziarnie, np. lössu.

Roślinność potrzebuje dla swego rozwoju oprócz substancyj mineralnych i wody także dopływu powietrza, stąd też gleba nie może być zupełnie zwartą, musi posiadać miejsca próżne, wypełnione powietrzem.

Ostatnim w końcu warunkiem, jaki powinna posiadać dobra gleba, jest jej zdolność ogrzewania się. Gleby wilgotne, ogrzewają się trudniej, są zimne, gleby suche łatwiej. Jak powiedzieliśmy wyżej, punktem wyjścia dla systematyki gleb musi być znajomość podłoża. Zależnie od tego, wyróżniamy w Polsce parę typów gleb. Na znacznych przestrzeniach Polski występują gliny morenowe, które dają początek glebom gliniastym z domieszką wapnia. Wody płynące wymywają z nich niejednokrotnie części ilaste i wtedy na miejscu pozostają piaski.

Gleba, która powstanie z gliny morenowej przez wypłukanie z niej substancji ilastej, tak że pozostanie z niej tylko drobny piasek kwarcowy, nosi nazwę bielicy. Bielice stanowią poważny procent wśród gleb polskich.

W dużej ilości występują gleby piaszczyste, powstające bądź to na piaskach warstwowanych z okresów polodowcowych czy też między lodowcowych, bądź też z glin morenowych przez wypłukanie z nich substancyj ilastych. W pewnej głębokości większość gleb piaszczystych wykazuje obecność orsztynu. Odrębny typ gleby rozwija się na obszarach torfiastych, zawierający znaczną ilość substancyj humusowych. W południowych obszarach Polski nadaje charakterystyczną cechę krajobrazowi löss, tworząc gleby przewiewne, urodzajne. Na lössach rozwija się również t. zw. czarnoziem, gleba znana z urodzajności, zawierająca czasem do 20% próchnicy. Wszędzie gdzie na powierzchnię wychodzą wapienie względnie margle, powstaje bardzo urodzajna gleba, zwana rędziną.

Iły łupkowe. Iłem łupkowym nazywamy skały o składzie mineralogicznym iłów, różniące się od nich tylko teksturą i zdolnością łupania się na płytki. Barwy iłów łupkowych bywają szare, zielonawe, czerwone etc.

Łupkami węglowemi nazywamy łupki bogate w substancje węglowe. W niektórych gatunkach występują znaczne ilości substancyj bitumicznych.

Iły łupkowate znane są ze starszych formacyj geologicznych, gdzie zastępują iły. W terenach sfałdowanych przechodzą one w łupki ilaste i fillity.

Łupki ilaste. Łupki ilaste są to twarde, niedające się rozcierać, dobrze uwarstwione skały, o nieznacznej twardości. Powierzchnie ich są najczęściej błyszczące, o strukturze tak zbitej, że gołem okiem pojedynczych elementów wyróżnić nie można. Barwę posiadają: szarą, zielonawą, zieloną, czerwoną etc. Barwa pochodzi od substancyj organicznych, żelaza, chlorytu i t. d. Nie rzadko trafia się piryt w kryształach i konkrecjach, kwarc. Na powierzchniach często występują powłóczki limonitu.

Skład mineralogiczny, widoczny na szlifach wyciętych prostopadle do płaszczyzny łupliwości, wykazuje następujące elementy.

Głównie występują tutaj dwa minerały, mianowicie kwarc występujący w drobnych kryształach i jakiś minerał z grupy muskowitów, bezbarwny lub zielonawy. Pozatem często chloryt, czasem rutyl, substancja organiczna w drobnym bardzo rozmiarze i inne.

Łupki ilaste są poszukiwanym materjałem dla celów technicznych do wyrobu dachówek, tabliczek etc.

Łupki, o ile mają być użyte do celów technicznych, nie mogą

zawierać pirytu, który łatwo ulega rozkładowi. Wymagana jest również zupełna jednorodność jak i nieprzepuszczalność dla wody.

Potężne masy łupków występują przeważnie w paleozoikum; mają one bardzo szerokie zastosowanie.

W Walji północnej koło miasta Bangor, występują łupki ciemno-wiśniowe dostarczające największej ilości płyt dachówkowych. W Niemczech w okolicach Koblencji, w Turyngji, następnie koło Opawy w Czechach. W południowej Skandynawji występują łupki ałunowe, zawierające obok potasu dużo siarczków żelaza. Łupki te eksploatuje się do fabrykacji ałunów.

Łupki z zawartością ałunu występują i w Polsce w Górach Świętokrzyskich. Pozatem spotykamy w Polsce w Karpatach w trzeciorzędzie (oligocen) łupki przepojone bituminami, węglowodorami, których zawartość dochodzi niejednokrotnie do kilkunastu procentów; są to tak zwane łupki bitumiczne.

W Szkocji oparty jest bogaty przemysł na łupkach bitumicznych. Przez prażenie uzyskuje się z nich produkty, podobne jak z ropy.

Wapienie. Skałą, która w składzie skorupy ziemskiej odgrywa bardzo ważną rolę, jest wapień. Wapień odróżnimy łatwo od skał podobnych po twardości około 3 (daje się łatwo rysować scyzorykiem, gips zarysujemy paznokciem) i po intensywnem burzeniu, nawet w rozcieńczonym kwasie solnym (dolomit burzyć nie będzie).

Wapień posiada strukturę zbitą lub drobno-krystaliczną, o barwie białej, żółtej, czerwonej, czarnej. Ciężar właściwy czystego wapienia wynosi 2.72, zmienia się on jednak w dużych granicach zależnie od domieszek.

W szlifie mikroskopowym zauważymy, że pewne gatunki wapieni składają się z masy jednorodnej zbitej, która na światło spolaryzowane zupełnie nie działa, w innym zauważymy obok zbitej masy, kryształy kalcytu. W całym szeregu wapieni, natrafiamy na szczątki zwierzęce i roślinne jak: fragmenty skorup małży, brachiopodów, ślimaków, ułamki korali, litotamnia i t. d. Zależnie od tego mówimy o wapieniach koralowych, litotamniowych, krynoidowych etc. Fragmenty skorup niewidoczne często na świeżym przełomie skały, uwydatniają się bardzo wyraźnie na nadwietrzałej powierzchni, wskutek większej odporności krystalicznego kalcytu, z którego składają się te szczątki.

Kryształy kalcytu poznamy pod mikroskopem po charakterystycznem zbliźniaczeniu i wysokich barwach interferencyjnych.

Obok kalcytu występują niejednokrotnie romboedry, różniące

się od kalcytu brakiem zbliźniaczenia. Nierzadko występują w wapieniach i inne elementy jak kwarc, piryt, czasem występujący w drobnem rozsianiu i nadający ciemną barwę wapieniom. Często spotyka się również konkrecje krzemienne i fosforanowe. Substancje bitumiczne występują w wapieniach dolno-kredowych w Szwajcarji w takich ilościach, że używa się tych odmian do asfaltowania

Fig. 33. Ogrodzieniec, Kieleckie. — Skały wapienne i ruiny zamku.

ulic. Częstym elementem jest glaukonit, przedewszystkiem w formacji kredowej. Prócz domieszek mechanicznych, obserwujemy w wapieniach wtórne powstanie skaleni, jak to obserwowano w zagłębiu paryskiem.

Wapienie obok struktury zbitej, drobno krystalicznej, posiadają nie rzadko strukturę gąbczastą np. w wapieniu muszlowym, środkowo-triasowym, która powstaje przez wyługowanie pewnych składników.

Wapienie występujące w przyrodzie są drobno- lub grubowarstwowane. Przy wietrzeniu wapieni do roztworu przechodzi węglan wapniowy, a na miejscu pozostają domieszki krzemionkowe, ilaste, żelazo etc.

Dają one początek produktowi, który nosi nazwę terra rossa, a występującemu na obszarach krasowych. Także niektóre złoża

rud limonitycznych, składające się z ziarnek limonitu w masie ilastej, pochodzą z rozkładu wapieni.

Ze względu na to, że wapienie stanowią tak ważny składnik skorupy ziemskiej, musimy się zająć ich genezą, która jest bardzo ciekawą i różnorodną.

Większa część wapieni zawdzięcza swe powstanie organizmom zwierzęcym i roślinnym, które pobierają z wody morskiej Ca i budują sobie szkieleciki wapienne, które gromadząc się na dnie po śmierci zwierzęcia dają początek różnym wapieniom.

Zawartość węglanu wapniowego w wodzie morskiej jest stosunkowo tak nieznaczna, że w zwykłych warunkach nie może się on wytrącać chemicznie, jak również nie stanowi on prawdopodobnie substancji, z której organizmy Ca pobierają. Już dawno przypuszczano, że węglan wapniowy organizmów pochodzi z gipsu, w ten sposób, że zwierzęta, pobierające Na z wody morskiej, łączą go z CO_2 na Na_2CO_3, który przez wymianę z $CaSO_4$ daje $Na_2SO_4 + CaCO_3$. Nowsi badacze przypuszczają, że wytwarzający się w ciele zwierząt węglan amonowy $(NH_4)_2CO_3$ działając na siarczan daje $CaCO_3$. Obserwowano, że alkalicznie reagujące substancje białkowe posiadają zdolność wytrącania z roztworu chlorku i siarczanu wapniowego węglanu wapniowego. Najprawdopodobniej węglan amonowy jak i sodowy są temi czynnikami, które pozwalają budować organizmom swoje skorupki. Szczątki organiczne zwierząt, począwszy od mikroskopowych rozmiarów a skończywszy na organizmach wielkich, gromadzą się od dawnych czasów na dnach oceanów i pokrywają ich olbrzymie przestrzenie. W nowszych czasach przypisuje się bakterjom ważną rolę w procesach wapnienia, a mianowicie bakterji zwanej *Bacterium Calcis*. Zabiera ona z wody morskiej azot, zamienia go w amoniak, który w połączeniu z CO_2 wody morskiej daje węglan amonowy, a tem strąca węglan wapniowy. Olbrzymie masy mułu wapiennego w sąsiedztwie wysp Bahama powstały na tej drodze.

Z organizmów zwierzęcych, ważną rolę odgrywają korale. Rafy koralowe tworzą się w wodach płytkich (nie przenoszących 40 m) czystych i słonych — w temperaturze spadającej w rzadkich wypadkach do około 20° C. Największe rozprzestrzenienie raf koralowych przypada na gorące strefy oceanów Atlantyckiego, Indyjskiego i Spokojnego. Szczególnie ocean Spokojny obfituje w olbrzymie ilości raf koralowych. Także w morzu Czerwonem spotykamy znaczną ilość raf, nie dochodzą one jednak do większych rozmiarów.

Wśród raf możemy wyróżnić trzy zasadnicze odmiany.

1. Rafy przybrzeżne. Zbudowane są one bardzo blisko lądu na kształt wałów i wznoszą się z dna morskiego aż do powierzchni morza. Od lądu oddzielone są wąskiemi kanałami.

2. Rafy barjerowe albo wałowe. Od poprzednio wymienionych różnią się tylko większem oddaleniem od brzegu; np. na wschodniem wybrzeżu Australji oddalenie to wynosi 80—100 km. Największa z raf tego typu ma około 2000 km długości i ciągnie się wdłuż północno-wschodnich brzegów Australji.

3. Atole albo rafy lagunowe. Tworzą one nierówne pierścienie z płytką laguną w środku. Zazwyczaj istnieje jedno lub więcej połączeń między oceanem a laguną. Atole opadają po stronie zewnętrznej stromo w morze, strona wewnętrzna pochyla się łagodnie w kierunku laguny. Średnica największych atoli waha się około 100 km, zaś szerokość wału koralowego nie przekracza 1000—1300 m. Atol tylko w wyjątkowych wypadkach, cały wynurza się z wody, zazwyczaj wystercczają tylko pojedyncze części pierścienia, parę metrów ponad powierzchnię morza.

Stwierdzono pomiarami, że większość atoli, wznosi się stromo w górę z głębi morskich, wynoszących czasem 5000—6000 m. Dno morskie w okolicy atoli zasypane jest piaskiem i szlamem koralowym.

Charakterystycznym jest, że głębsze części raf koralowych tracą strukturę organiczną i ulegają przemianom. Z części organicznych, znajdujących się w wapieniu rafowym, wydziela się CO_2, który z wodą powoduje rozpuszczanie i przekrystalizowywanie wapienia rafowego, przyczem aragonit zostaje zamieniony na kalcyt. W ten sposób wapień koralowy traci z czasem swą strukturę organiczną i przechodzi w skałę twardą, krystaliczną.

Proces ten został stwierdzony wierceniem, przeprowadzonem w r. 1897, na atolu Funafuti na oceanie Spokojnym. Do głębokości 240 m przebito miękki, łatwo rozcieralny wapień, składający się z korali, alg wapiennych i otwornic z domieszką 1—5% $MgCO_3$. Poniżej 240 m natrafiono na twardy, bogaty w magnezję wapień dolomityczny z 40% $MgCO_3$.

Powstanie raf koralowych i atoli tłumaczy teorja Darwina i Dany w sposób następujący.

Miąższość wielu raf koralowych wynosi kilkaset metrów, zaś żywe korale mogą rozwijać się tylko w głębokościach nie przenoszących 40 m. Przeto korale musiały się osiedlać pierwotnie

na płytkiem dnie, które ulegało następnie powolnemu zanurzaniu, korale zaś były zmuszone ruchem podłoża do nadbudowywania swych kolonij.

Przez te dwa procesy t. j. przez opadanie dna i przez nadbudowę utworzyły się w końcu wysokie rafy różnych kształtów. Wspomniane wiercenie na atolu Funafuti potwierdza słuszność teorji Darwina i Dany.

Fig. 34. Wapień cieszyński. — Goleszów, Wł. Szajnocha.

Prawie we wszystkich formacjach geologicznych spotykamy wapienie raf koralowych; występują one już w sylurze, a może nawet w kambrjum. W budowie raf, występujących w dawniejszych okresach geologicznych, brały udział obok korali także stromatoporidy, bryozoa, gąbki, otwornice, algi. Często występowały one w tak wielkich ilościach, że raczej trzeba mówić o rafach zbudowanych z alg, gąbek bryozoów i t. d.

W budowie skał wapiennych brać mogą udział wszystkie organizmy zwierzęce, o ile posiadają wapienną skorupę.

Otwornice stanowią główny składnik t. zw. mułów globigerynowych; cały szereg wapieni zbudowany jest niejednokrotnie z samych tylko otwornic (wapienie karbońskie, eoceńskie). Z krążków liljowców składają się niejednokrotnie całe ławice wapieni t. zw. krynoidowych (średni tryas, jura Tatr i skałek). Ramienionogowy, małże, ślimaki występują niejednokrotnie w takiej ilości, że wypełniają całą masę skalną (wapienie trzeciorzędowe). Wapień występujący w okolicy Rogożnika wykazuje obecność samych skorupek amonitów.

Jak z powyższego widzimy, reprezentanci rozlicznych grup zwierzęcych mogą przez nagromadzenie swych szczątków dać początek złożom wapienia. Obok organizmów zwierzęcych poważną rolę odgrywają rośliny. Wśród nich najważniejsze są algi wapienne, a z tych t. zw. Litotamnium. Tworzą one w głębokościach około 50 m trawnikowate, czasem krzaczkowate powłoki tak, że mogą dać początek rafom.

Mineralogicznie są one ciekawe przez zawartość węglanu magnezowego, około 5.5%. Kopalnie znane są przedewszystkiem z trzeciorzędu.

W wapieniach tryasowych występują Gyroporelle i Diplopory, o których była mowa wyżej.

W szlamie globigerynowym częstym elementem są wymienione wyżej Cocolity.

Prócz roślin morskich niektóre rośliny słodkowodne jak ramienice, Characeae, na skutek zabierania z wody bezwodnika węglowego wytrącają węglan wapniowy, który otacza łodyżki roślin. W ten sposób mogą powstać duże złoża wapienne. Obok wapieni o zupełnie wyraźnej strukturze organicznej spotykamy wapienie zbite, bez śladu jakiegoś szczątka organicznego.

Tego rodzaju wapienie znamy z Alp i Tatr. Według przypuszczeń Alberta i Arnolda Heimów przyjąć można, że wytworzyły się one na drodze chemicznej (może przy współdziałaniu bakteryj).

W niektórych wypadkach wapień może się wytrącić wprost z roztworu: Odbywa się to w termach, u ich wylotu, to znaczy w miejscach, gdzie woda zawierająca w sobie rozpuszczony węglan wapniowy, wskutek zmniejszonego ciśnienia i obniżenia ciepłoty traci bezwodnik węglowy, co powoduje wytrącanie $CaCO_3$.

Wogóle w miejscach, gdzie woda nasycona węglanem wapniowym, traci CO_2, musi nastąpić wytrącenie wapienia. Podobny skutek mieć będzie wyparowanie wody.

Rodzaje wapieni.

Wśród wapieni wyróżniamy następujące odmiany: wapienie zbite, krynoidowe, cidarisowe składające się z igieł jeżowców. W eocenie występują często wapienie składające się ze skorupek nummulitów tak zwane nummulitowe. W karbonie górnym rosyjskim i wschodnio-alpejskim podobną rolę odgrywają fuzuliny (otwornice o wrzecionowatym kształcie). Wapienie ilaste o zawartości do 10% iłu, które tworzą przejście do margli.

Niektóre wapienie przepojone są krzemionką, czasem do 50% co zaznacza się w ich twardości (wapienie krzemionkowe). Obecność piasku w wapieniach piaszczystych tworzy przejście do piaskowców wapnistych.

Niektóre wapienie, jak wspomniany dolno kredowy w Szwajcarji i koło Pechelbronn w Alzacji oraz w Dalmacji, posiadają pewną domieszkę substancyj bitumicznych. Cały szereg wapieni, przy uderzeniu, wydaje charakterystyczny zapach węglowodorowy, wskazujący na obecność tych substancyj nawet w napozór zupełnie czystym wapieniu. W wapieniach glaukonitycznych obserwujemy zielone ziarnka glaukonitu. Przy wietrzeniu rozkładający się glaukonit barwi cały wapień na kolor żółty.

Szczególnie często spotykamy takie wapienie w formacji średnio-kredowej.

W utworach średnio-jurajskich bardzo często spotykaną skałą są wapienie **oolityczne.** Zbudowane są one z kuleczek wielkości maku lub grochu i to w ten sposób, że bądź są luźnie zawieszone w masie skalnej, bądź dotykają się bezpośrednio. Obok kształtu kulistego trafiają się ziarenka wydłużone, owalne i t. d. Struktura poszczególnych kuleczek, ooidów, jest bądź koncentrycznie skorupowa, bądź promienista. Wewnątrz ooidów zauważyć czasem można fragmenty mineralne lub ułamki szkieletów organizmów. Czasem tlenek żelaza układa się koncentrycznie naokoło ziarenek.

Geneza oolitów podana została wyżej.

Wapienie oolitowe obok masowego występowania w jurze, której nadały nawet nazwę, znane są także i z innych formacyj. Wapienie oolityczne używane są do celów technicznych ze względu na łatwość obróbki i stosunkowo niewielki ciężar. Eksploatuje się je w Lotaryngji, znane są z Normandji i t. d.

Kredą nazywamy miękkie, rozcieralne wapienie, które składają się przedewszystkiem ze skorupek otwornic obok fragmentów skorup małży, echinodermów, korali etc. Obok nich występują licznie cocolity.

Kreda, jakkolwiek napozór bardzo podobna do współcześnie tworzących się mułów globigerynowych, różni się od nich brakiem typowych reprezentantów fauny głębinowej i jest raczej utworem stosunkowo nie głębokiego morza. W kredzie spotykamy często konkrecje krzemienne. Kreda znana jest z wyższych poziomów formacji kredowej, której nadała nazwę. Występuje na brzegach cieśniny Calais-Dover, na wyspie Rugji, w okolicach Grodna,

Mińska, Brodów i t. d. W miejscach podmokłych, w starych korytach rzecznych, na dnach płytkich jezior tworzy się niejednokrotnie masa szlamista, łatwo rozcieralna, słabo spójna, t. zw. kreda łąkowa. Barwę posiada w stanie czystym białą, w razie domieszek ilastych szarą. Tworzy się ona pod wpływem roślin jak Characeae, które wytrącają węglan wapniowy z wody. Rozkładające się części roślinne mogą powodować nagromadzenie się w kredzie łąkowej sapropelu.

Trawertyn i martwice. Stanowią one skały porowate, lekkie, zabarwione czasem tlenkiem żelaza na kolor rdzawy. Spotykamy w nich niejednokrotnie fragmenty liści, skorupki zwierząt. Powstają przez wytrącenie się węglanu wapniowego z wody.

Powszechnie znany jest trawertyn z Tivoli koło Rzymu, używany oddawna jako materjał budowlany. Podobne skały znamy z Almas, nad Dunajem koło Ostrzyhonia, w mniejszych ilościach występuje na Spiszu w Drużbakach.

W jaskiniach wytrącający się z wody węglan wapienia tworzy często stalaktyty i stalagmity.

Występowanie. Wapienie tworzyły się we wszystkich formacjach geologicznych, niejednokrotnie w potężnych bardzo masach, jak np. wapienie węglowe nad Renem, dochodzące miąższości 700—800 m. Są one albo uwarstwione, bądź też jak odmiany rafowe bez wyraźnego uwarstwienia. W Szwabji w okolicach Solenhofen występują wapienie o strukturze zbitej, jednorodnej, dające się łupać na cienkie płyty, które posiadają duże zastosowanie jako płyty litograficzne. Tworzyły się one prawdopodobnie w spokojnych płytkich zatokach. Zasługują na uwagę i z tego względu, że znaleziono w nich doskonale zachowane okazy pierwotnych ptaków (Archaeopteryx), form pośrednich między gadami a ptakami.

Marmur. Marmurem nazywamy ziarniste, krystaliczne odmiany wapieni. Pod mikroskopem okazuje się, że marmur składa się z ziarn kalcytu bezładnie ułożonych równej albo nierównej wielkości. W świetle spolaryzowanem widzimy charakterystyczne bliźniaki kalcytu. Z domieszek występują w marmurze: rudy żelazne, grafit, kwarc, pewne krzemiany jak granat, augit, łyszczyki. Barwy marmuru zależą od wymienionych domieszek. Czysty posiada barwę białą, jak np. marmur kararyjski. Ofikalcytem nazywamy marmury, zawierające domieszki serpentynu.

Cipollinem nazywamy marmur z wkładkami muskowitu.

Powstanie. Marmur powstał na skutek procesów dynamomorficznych względnie jako utwór kontaktowy. Gdzie wapienie dostały się w strefę działania procesów dynamomorficznych, przechodzą w marmury. Dowodami na powstanie marmuru z wapieni osadowych są spotykane w nich niejednokrotnie szczątki organiczne oraz przejścia stopniowe pomiędzy odmianą ziarnistą a bezpostaciową wapieni. Również na drodze eksperymentalnej zdołano z wapieni bezpostaciowych albo z wyraźną strukturą organiczną uzyskać marmury, niczem nie różniące się od marmurów naturalnych. Pierwotne warstwowanie wapieni, z których marmury powstały, zaznacza się czasem przez pasowe ułożenie domieszek. Przełam marmuru jest krystaliczny, twardość 3, pozatem zachowanie jak wapieni.

Występowanie. Z ważniejszych występowań wymienimy niektóre. W gneisie występują marmury w Södermanland, w Westmanland w Szwecji, w Drontheim w Norwegji, w górach Smereczanych.

Marmur karraryjski jest wieku tryjasowego. W Karrarze jest około 600 kamieniołomów, w okolicy Serravezza 100 i koło Massa około 180. Roczna ich produkcja wynosi około 70.000 m^3. Zaledwie 5% całej produkcji stanowi biały marmur rzeźbiarski.

Marmur grecki (Akropolis, Hymettos) częściowo jest wieku kredowego. W Polsce t. zw. marmury chęcińskie i dębnickie nie są w pełnem tego słowa znaczeniu marmurami.

Wapienie Polski. W Polsce posiadamy szereg wapieni używanych jako materjał zdobniczy, budowlany, względnie przerabiany technicznie. Marmurów w ścisłem tego słowa znaczeniu nie posiadamy. Skały nazywane marmurami są wapieniami zbitemi, które dzięki zdolności przyjmowania politury nazwano niewłaściwie marmurami. W Dębniku pod Krakowem występuje wapień wieku dewońskiego, jest on koloru czarnego i stosunkowo łatwo przyjmuje politurę.

Wapień z Dębnika dostarczył materjału na szereg kolumn, ołtarzy i nagrobków krakowskich kościołów.

W okolicach Kielc występują t. zw. marmury chęcińskie różowawe, czerwone i popielate, znane szeroko jako piękny materjał do celów zdobniczych.

W Pieninach, w okolicy Szaflar, Rogożnika występują białe i różowe wapienie liljowcowe (złożone z samych członków łodyg liljowców), będące prawie czystym wapieniem, które jakkolwiek

nie eksploatowane do tego celu, posiadałyby wielką wartość jako materjał rzeźbiarski.

Obok wapieni zdobniczych posiada Polska dużą ilość wapieni nadających się do celów przemysłowych. Od Krakowa w kierunku północno-zachodnim na Wieluń przebiega pasmo wapienne (formacji jurajskiej), którego malownicze formy urozmaicają krajobraz.

Fig. 35. Łom wapienia pod Górnem, Kieleckie.

Wapienie te w wyższych swoich partjach przedstawiają się jako skała zbita (wapienie skaliste), wypalane w licznych wapiennikach.

Pasmo Świętokrzyskie obramione jest od zachodu i od wschodu pasmami wapiennemi. W kimeridżu pasma sulejowskiego, przedborskiego, spotykamy prawie czyste wapienie oolityczne. W poziomie nieco niższym (Astartien) spotykamy wapienie rafowe z małżami (Diceras), ślimakami (Nerinea), koralami i t. d. W okolicach Niżniowa na Podolu występuje odosobniony płat wapienia jurajskiego. Wyspy wapienia występują również na Kujawach, gdzie dały one podstawę do bogatego przemysłu. Najniższa kreda w facji śląskiej rozwinięta jest w postaci t. zw. łupków i wapieni cieszyńskich, z których te ostatnie są w Goleszowie na Śląsku przerabiane

na cement. Wapień tamtejszy zawiera średnio około 90% $CaCO_3$, jest więc wapieniem marglistym.

W Tatrach formacja jurajska a częściowo i dolno-kredowa rozwinęła się w postaci wapieni, z których zbudowane są: Czerwone Wierchy, Giewont, Kominy Tylkowe, Murań, Hawrań i t. d.

W średniej jurze spotykamy wapienie liljowcowe (krynoidowe), wyżej zbite jasne i ciemne, zaś całą serję zamykają białe wapienie z otwornicami.

Średnia kreda (gault) zaczyna się wapieniami ciemnemi glaukonitowemi z bogatą fauną.

Fig. 36. Szlif wapienia glaukonitowego. Partje ciemne oznaczają glaukonit otoczony kalcytem; prócz tego widać skorupki otwornic i fragmenty innych zwierząt.

W facji reglowej dolna jura zastąpiona jest przez wapienie czerwone żelaziste, z których swojego czasu eksploatowano rudy żelaza i manganu (Miętusia, Chochołowska). U wylotu dolin tatrzańskich spotykamy ławice wapieni ciemnych, miejscami przepełnionych skorupkami otwornic z gatunku Nummulitów (eocen), cenionych jako dobry materjał budowlany. Wapienie, jak wyżej wspomniano, dzięki zdolności rozpuszczania się w wodzie tworzą specjalny typ krajobrazu, zwany krasowym. Na obszarze pasma Krakowsko-Wieluńskiego jak również i w Tatrach spotykamy szereg fenomenów tej kategorji. Zjawiska krasowe tworzyły się w dawniejszych okresach geologicznych jak i dzisiaj. Szereg jaskiń w okolicach Ojcowa, Olsztyna, Krakowa ze stalaktytami, następnie malownicze formy wietrzenia (Mników, Okiennik, Ogrodzieniec) słusznie nadały tym okolicom nazwę Szwajcarji Krakowskiej.

W Tatrach istnieje szereg grot i jaskiń ze słynną grotą lodową w Ciemniaku, liczne wywierzyska (bogate wypływy rzek podziemnych), zawdzięczających swe powstanie rozpuszczaniu wapienia przez wodę.

Na Podolu w trzeciorzędzie występują wapienie litotamniowe zbudowane z litotamnij.

Martwice i trawertyny. Martwice tak współcześnie tworzące się, jak i starsze możemy spotkać niejednokrotnie na ziemiach Polski. W Karniowicach na zachód od Krakowa spotykamy wapień biały albo jasno-szary drobno krystaliczny, w którym można było rozeznać szereg skamieniałych szczątków roślinnych, głównie paproci (permo-karbon). Wapień ten stanowi zatem kopalną martwicę.

Współcześnie obserwujemy tworzące się dzisiaj martwice w licznych dolinkach na północ od Krakowa (dolina Bętkowska, Szklarki i t. d.). Martwice spotykamy również w Karpatach zachodnich, tu i ówdzie na Podolu, koło Trembowli i Buczacza.

Wapienie poza swojem zastosowaniem jako materjał budowlany i rzeźbiarski używane są do innych celów technicznych, a mianowicie na wapno palone przy zaprawie murarskiej, do wytwarzania CO_2, do wyrabiania karbidu (węglik wapnia). Odmian marglistych używa się do fabrykacji cementu, ponadto używa się go przy procesach hutniczych, przy wytapianiu żelaza.

Wytrzymałość marmuru wynosi od 400—1200 kg cm^2, cyfry te dla wapienia wahają się w dużych bardzo granicach od 1000 do 1900 kg cm^2.

Dolomit. Dolomit jako minerał składa się z 54.2% $CaCO_3$ i 45.6% $MgCO_3$. Czasem dolomitami nazywano skały, które niezupełnie odpowiadają temu teoretycznemu wzorowi. Niejednokrotnie dolomitami nazywamy skałę, zawierającą zaledwie kilkanaście procent $MgCO_3$, jak również utarły się pewne pojęcia stratygraficzne, jak np. w keuprze t. zw. dolomit graniczny, który zupełnie dolomitem nie jest. W dolomicie spotykamy podobnie jak w wapieniach szereg domieszek np. ilastych, mówimy wtedy o dolomicie marglistym i t. d.

Twardość posiada dolomit nieco większą niż wapień, t. zn. około $3^1/_2$—4 (w stanie czystym). Strukturę posiadają dolomity albo zupełnie zbitą albo też pod wpływem dynamometamorfozy ziarnistą. Mówimy wtedy o marmurach dolomitycznych. Z kwasem octowym nie burzy dolomit zupełnie, z kwasem solnym słabo i dopiero po ogrzaniu silniej. Rzadko tworzy bliźniaki, tak charakterystyczne dla kalcytu.

Co do genezy dolomitu zdania są podzielone. Obecność dolomitu w pseudomorfozach po kalcycie dowodzi możności wytrą-

cania się go z wodnych roztworów. Prawdopodobnie jednak większość dolomitów powstała na drodze innej.

Niejednokrotnie możemy obserwować, że wapienie wystawione na działanie roztworów zawierających sole magnezu, chlorek, siarczan magnezu ulegają dolomityzacji.

Fig. 37. Wapień tryjasowy. — Dolina Kościeliska i turnie Raptawickie w Tatrach.

Klasycznym przykładem jest wiercenie dokonane na atolu Funa-Futi, które wykazało w głębokości 400 m wapień zawierający 40% $MgCO_3$, podczas kiedy w partjach wyższych znajduje się normalny wapień koralowy.

Czasem wody termalne obok rozmaitych rud przenoszą sole magnezu i powodują dolomityzację wapieni. Np. na Śląsku albo

na północnym stoku nadreńskich gór łupkowych, gdzie dolomity występują w paragenezie z siarczkami i w związku z daleko idącą silifikacją. Przy rozważaniu genezy dolomitów trzeba jeszcze uwzględnić fakt, że niektóre organizmy (np. litotamnja) posiadają zdolność nagromadzania w swoich tkankach $MgCO_3$.

Dolomit, jako skała odporna na działanie czynników atmosferycznych, jest chętnie używany jako materjał budowlany. Wytrzymałość jego jest znaczna, wynosi około 1200 kg na 1 cm^2, u niektórych dolomitów norweskich obserwowano wytrzymałość do 1700 kg na 1 cm^2.

Dolomitu używa się do wykładania gruszek Bessemerowskich do wiązania fosforu.

W y s t ę p o w a n i e. Znaczne pokłady dolomitów znane są z Walji i Campolongo obok Gotthardu. We wschodnich Alpach w tryjasie spotykamy potężne złoża dolomitu.

Dolomity tworzą niejednokrotnie bardzo śmiałe formy w krajobrazie. Wystawione na działanie sił górotwórczych ulegają często poszarpaniu na gruz zlepiony kalcytem. Przy wietrzeniu rozpada się on na ostrokrawędzisty gruz.

Polska. W Tatrach najbardziej malownicze doliny, jak Strążyska, za Bramką, Białego, zawdzięczają swą piękność wapieniom dolomitycznym i dolomitom, należącym do średniego tryjasu.

Podajemy poniżej analizę dolomitu tatrzańskiego:

Część nierozpuszczalna		2.10%
„ rozpuszczalna	$Al_2O + Fe_2O_3$ . .	0.56 „
„ „	$CaCO_3$	51.18 „
„ „	$MgCO_3$	45.17 „
		99.01%.

Skała przedstawia się jako druzgot, składający się z ostrokanciastych kawałków dolomitu zlepionych kalcytem, które wietrzejąc rozpadają się na gruz i okrywają wszystkie zbocza dolomityczne.

Ważnym ze względu na zawartość kruszców jest średnio-tryjasowy dolomit kruszconośny, ciągnący się od okolic Krzeszowic w kierunku północno-zachodnim na Olkusz, a dalej na Bytom i Tarnowskie Góry.

Posiada on strukturę zbitą lub cukrowatą o barwie żółtawej, brunatnej z gniazdami rud ołowiu, cynku i żelaza. Powstał na skutek przeobrażenia z wapieni pod wpływem wód wgłębnych, przynoszących ze sobą sole magnezowe. Wydobywany jest w licznych kamieniołomach w okolicach Chrzanowa, Libiąża i t. d.

Margiel. Marglami nazywamy skały stanowiące pośrednie ogniwo między iłami a wapieniami, względnie dolomitami. Składają się one z węglanu wapnia względnie węglanu magnezu ze zmienną domieszką substancyj ilastych.

Strukturę posiadają często tak zbitą, że pojedynczych składników oddzielić nie można. Z kwasem solnym burzą, są łatwo ścieralne. Przy dotknięciu margli wyczuwamy w nich obecność części ilastych. Twardość ich jest mniejsza niż wapieni. Podobnie jak w wapieniach i dolomitach spotyka się w nich cały szereg domieszek jak ziarna kwarcu, łyszczyki, skalenie, konkrecje wapienne, gips, piryt i t. d. Barwy posiadają różne, jasne, zielone, brunatne. W wodzie rozpadają się bardzo często na masę ziemistą, gruzowatą.

Odmiany margli. Margle glaukonitowe, bitumiczne.

Ważne bardzo znaczenie posiadają margle łupkowate okolic Eisleben koło Harcu, znane ze swej zawartości miedzi i srebra. Jest to czarny bitumiczny margiel z drobno rozsianemi siarczkami miedzi i srebra, zawiera on ponadto wielką ilość dobrze zachowanych szkieletów ryb.

Marglami tutkowemi nazywamy utwory, wykazujące oryginalne stożki zwrócone ostrzami ku sobie.

Występowanie. Margle są bardzo rozpowszechnione, przedewszystkiem w mezozoikum i górnej jurze. Margle odgrywają dużą rolę w przemyśle, służą również do wyrobu cementu.

Fabrykacja cementu. Do sporządzania cementu używa się mieszaniny, składającej się z 75% $CaCO_3$ i 25 części iłu. Masa ta przy pomocy wody ulega rozdrobnieniu na delikatny szlam, który praży się później w specjalnych piecach aż do temperatury topnienia (1300°—1600° przy fabrykacji cementu portlandzkiego). Po zmieleniu wypalonej masy otrzymujemy cement. Podczas prażenia tworzą się tlenki wapnia i krzemionki (powstałej z iłu) nierozpuszczalne w wodzie krzemiany wapnia.

W przyrodzie występują niejednokrotnie margle odpowiadające teoretycznemu składowi masy cementu.

Gleby ubogie w wapno lub ił poprawia się przez dodanie odpowiedniej ilości marglu.

Jako kamienia budowlanego używa się tylko twardych odmian margli. Do szutrowania margle nie nadają się. Margle zwłaszcza ilaste, jako dla wody nieprzepuszczalne, stanowią niejednokrotnie poziomy wodne, podobnie jak iły.

Gleby margliste są złem podłożem dla roślin (nieprzepuszczal-

ność, zimne, nieprzewiewne), poprawia się je przez mieszanie z węglanem wapnia.

Polska. Na ziemiach polskich wyższe poziomy kredy (turon, senon) rozwinęły się w postaci margli, których pewne odmiany noszą nazwę opoki.

Margle glaukonitowe.

W Bonarce koło Krakowa dolny senon rozwinięty jest w postaci marglu glaukonitowego, którego średnią próbę w liczbach zaokrąglonych podajemy niżej.

70% spału wapiennego (w tem drobniejsze ilości $MgCO_3$ i $FeCO_3$), 14% glaukonitu, 6% kwarcu, 3% krzemionki bezpostaciowej, 3% kaolinu, 1.5% pirytu, 0.7% apatytu (bez fosforanu wapniowego, fosforytu), 0.4% gipsu. Reszta ciała bitumiczne i t. d.

Margiel powyższy jest właściwie wapieniem słabo ilastym. W zbitej szarej masie marglu obserwujemy już gołem okiem zielonawe ziarna glaukonitu, którego analizę podajemy w procentach: SiO_2 54.49%, Al_2O_3 9.86%, Fe_2O_3 12.66%, FeO 4.20%, CaO 1.49%, MgO 3.71%, K_2O 7.73%, Na_2O 2.29%, H_2O 7.46%. Ciężar właściwy 2.623.

W okolicach Lwowa występują margle o znacznej miąższości. Wiercenie do głębokości 500 m nie przebiło marglu, którego skład jest następujący: 54.4% wapienia nieco dolomitycznego, 20.5% kaolinu, 21.5% kwarcu i 3% limonitu. Margiel ten zalega znaczne obszary Lubelskiego, następnie wypełnia nieckę Miechowską, występuje również na Litwie w okolicach Grodna.

W Tatrach średnia i górna jura rozwinięta jest w postaci margli plamistych. Nazwę swoją zawdzięczają one ciemnym plamom, które są bogatsze w wolne tlenki żelaza niż reszta skały.

W formacji średnio-kredowej (gault) spotykamy margle ciemne, na przełomie prawie czarne. Barwa pochodzi od drobno rozsianego pirytu. Przy wietrzeniu pokrywają się one na powierzchni charakterystycznym żółtym nalotem. Margle są naogół osadami morza głębszego, niektóre z nich, jak tatrzańskie margle plamiste i margle kredowe, odpowiadałyby dzisiejszym mułom błękitnym.

Skały krzemionkowe.

Skały, które będziemy tutaj rozpatrywać, nie są pochodzenia mechanicznego. Powstają one na drodze chemicznej, częściowo zaś dzięki organizmom. Poznajemy je po twardości $6^1/_2$—7, nie-reagowaniu na kwas solny, nietopieniu się w płomieniu dmuchawki.

Lydyt. Lydytem nazywamy skałę, która składa się z kwarcu, chalcedonu i opalu. Jest ona szarego lub czarnego koloru; zabarwienie to pochodzi od domieszek węgla. W szlifie mikroskopowym lydytu można niejednokrotnie zaobserwować obecność radjolarji i okrzemek. Lydytu używa się do prób złota wykonywanych zapomocą rysy.

Ziemia okrzemkowa. Ziemia okrzemkowa (trypla) składa się z mikroskopowych skorupek krzemionkowych okrzemek. Barwa jej bywa szara, czasem ciemna. Ziemi okrzemkowej używa się jako środka do czyszczenia metali, jako lekkiego materjału do izolacji i ochrony od ognia. W połączeniu z nitrogliceryną daje ona dynamit.

Występowanie. W Czechach w okolicach Bilina, w Hannowerze w pobliżu miasta Kassel, w Vogelsbergu koło Giessen, w Polsce w okolicach Otwocka, Niepołomic.

Martwica krzemionkowa. Martwica krzemionkowa osadza się w sąsiedztwie gorących źródeł z roztworów wodnych. W stanie czystym ma ona barwę białą. Tlenki metali zabarwiają czasem martwicę krzemionkową na różne kolory. Przy procesie strącania się krzemionki biorą prawdopodobnie udział pewne algi.

Wśród margli i wapieni spotykamy niejednokrotnie rozrzucone bezładnie lub też występujące czasem masowo buły krzemienne. Składają się one z krzemionki, czasem z opalu. W krzemieniach tych można czasem wyróżnić szkielety gąbek. Kolory krzemieni bywają jasne, żółtawe lub ciemne.

Buły powstają na skutek lokalnego nagromadzenia się krzemionki około jakiejś skamieliny, bądź podczas tworzenia się samej skały, bądź później.

Występowanie. Martwicę krzemionkową spotykamy w Nowej Zelandji, w parku narodowym Ameryki Północnej, na Zelandji i t. d. W Zagłębiu paryskiem występują słodkowodne kwarcyty zbudowane z bezpostaciowej krzemionki, porowate, używane na kamienie młyńskie. Wśród skał krzemionkowych wyróżniamy jeszcze rogowce.

W Polsce występują rogowce niejednokrotnie wśród utworów fliszowych. Miewają one barwy czarne, brunatne, niebieskawe, bywają najczęściej doskonale warstwowane. Szczególnie często spotykamy je naprzemian z łupkami bitumicznemi. W niektórych wypadkach mamy tutaj do czynienia z odmianą opalu noszącą nazwę menilitu, która nadała oligoceńskim łupkom bitumicznym nazwę łupków menilitowych.

Fosforyty.

Fosforyty. Źródłem wszystkich soli fosforowych występujących w skorupie ziemskiej są w pierwszej linji związki spotykane w skałach krystalicznych. Najważniejszym z nich jest apatyt, znany w mniejszych ilościach w wielu skałach wulkanicznych, rzadziej występujący żyłowo, jak np. w Norwegji i Kanadzie.

Chemicznie rozróżniamy apatyty chlorowe i fluorowe. Czysty apatyt fluorowy ma wzór $FCa_5P_3O_{12}$, chlorowy $ClCa_5P_3O_{12}$. Są to zatem fosforany wapnia z domieszką fluoru, względnie chloru.

Apatyt krystalizuje w układzie heksagonalnym, bywa bezbarwny, żółty lub zielonawy o dużym współczynniku załamania światła. Z tego powodu występują ostre kontury w szlifie mikroskopowym.

Większość fosforanów ważnych górniczo jest pochodzenia organicznego. Występują one w postaci konkrecyj większych lub mniejszych rozmiarów. Bardzo często posiadają budowę promienistą.

Z podanych wyżej faktów wynika, że geneza złóż fosforowych jest dwojaka: organiczna i nieorganiczna. Występowanie apatytów w skałach krystalicznych wskazuje na powstanie na skutek różnicowania się lawy, podobnie, jak to ma miejsce przy powstawaniu pegmatytów.

Przy rozważaniu genezy złóż fosforowych pochodzenia organicznego musimy wziąć pod uwagę następujące fakta. Nagromadzenie się w niektórych miejscach (jaskinie) wielkich ilości kości, zawierających w sobie znaczną ilość fosforanu wapniowego. W drugiej linji guano (odchody zwierząt). W morzach żyje wielka ilość najrozmaitszych zwierząt, które posiadają szkielety zbudowane z fosforanu wapniowego. Zwierzęta te giną i ulegają rozkładowi, dostarczając wodzie morskiej soli fosforowych, które w specjalnych warunkach nagromadzają się w postaci konkrecyj na dnie.

W przyrodzie spotykamy niejednokrotnie zjawiska wypierania pierwotnej substancji wapiennej, na miejsce której wchodzi fosfor, np. węglan wapnia ulega rozpuszczeniu i na jego miejsce wchodzi fosforan.

W złożach belgijskich przyjmuje się powstanie zdatnych do odbudowy fosforytów w ten sposób, że mała zawartość fosforanów znajdujących się w warstwach górnych uległa wyługowaniu i strąceniu się powtórnie niżej.

Fosforany występują bardzo często w osadach w związku z transgresją lub regresją morską. Fosforany stanowią ceniony ma-

terjał na nawóz sztuczny. Fosforany w pierwotnej swojej formie nie mogą być pobierane przez rośliny, muszą być zamienione na inny łatwiej rozpuszczalny związek. Dokonuje się tego przez traktowanie kwasem siarkowym według wzoru: $Ca_3(PO_4)_2 + 2H_2SO_4 = CaH_4(PO_4)_2 + 2\,CaSO_4$.

Z ważnych występowań fosforytów wymienimy następujące: złoża belgijskie w okolicy Mons, w północnej Francji, w Algierze, w Tunisie, w Florydzie.

Polska. W Polsce na Podolu, w jarach Dniestru i jego dopływów można niejednokrotnie obserwować złoża fosforytów. Występują one tutaj w dwóch formacjach, w sylurze i w cenomanie. W sylurze występują w łupkach zielonawych w postaci dużych buł o szorstkiej, nierównej powierzchni. Te same buły, występujące na złożu wtórnem w cenomanie, są ogładzone i otoczone.

Prócz tego w cenomanie występuje pokład fosforonośny w okolicach Niezwisk nad Dniestrem, miąższości około 50 do 90 cm, będący rodzajem zlepieńca, złożonego z bryłek fosforytowych spojonych marglistym wapieniem.

Bryłki fosforytowe są resztkami fauny cenomańskiej, wśród której występują przedewszystkiem gąbki, resztki szkieletów i zęby ryb i jakieś utwory nieregularne, może ekskrementy (koprolity).

Substancja fosforowa wyparła krzemionkę z gąbek, która osadziła się w postaci kwarcu miejscowego pochodzenia. Obok fosforanów występuje glaukonit, kalcyt i substancja bitumiczna.

Analizy fosforytów podolskich wykazują średnio 20—22% P_2O_5, maksymalnie znaleziono 26%, co odpowiada: 66.51% $Ca_3(PO_4)_2$.

Siarka.

Siarka. Siarka występująca w przyrodzie jest dwojakiego pochodzenia: nieorganicznego i organicznego.

W obszarach wulkanicznych spotykamy wiele miejsc pokrytych żółtym nalotem siarki. Według badań nowszych siarka ta pochodzi z ekshalacyj wulkanicznych, w których znajduje się niesłychanie drobny pył siarkowy osiadający na ścianach kraterów i szczelin. Złoża siarki ważne górniczo są przeważnie pochodzenia organicznego. Powstanie siarki na tej drodze naogół można sprowadzić do oksydacji siarkowodoru: $H_2S + O = H_2O + S$.

Złoża siarkowe organiczne mogą powstawać bądź-to przez bezpośrednie wytrącanie się siarki na dnie jakiegoś basenu, bądź

też na skutek procesów redukcyjnych siarczanów. W pierwszym wypadku występują w pokładach, w drugim w gniazdach.

W złożach sycylijskich można obserwować pokłady siarki, leżące pomiędzy potężnemi pokładami gipsów nie zawierających siarki zupełnie, przedzielonych ponadto nieprzepuszczalnemi war-

Fig. 38. Posądza. — Siarka (jasne plamy) w marglu.

stwami margli tak, że o przesiąkaniu siarki mowy być nie może. Zastanowić się należy, skąd bierze się siarkowodór w wodzie. W przeważnej części wydobywa się on na skutek procesów gnilnych przy udziale bakteryj. Pewne bakterje jak np. Beggiatoa posiadają zdolność utleniania siarkowodoru i nagromadzania siarki w postaci maleńkich kuleczek w swoim ciele. Zawartość siarki dochodzi u nich do 90%. Węglany, które są potrzebne do życia tych bakteryj, przechodzą pod wpływem kwasu siarkowego, wy-

wiązującego się przy utlenianiu H_2S w siarczany. Eksperymentalnie stwierdzono zdolność redukowania siarczanów przez metan, in statu nascendi, według wzoru $CH_4 + CaSO_4 = CaCO_3 + H_2S + H_2O$, jak widzimy i na tej drodze może powstawać siarkowodór który w dalszem stadjum pod wpływem bakteryj może dać początek siarce. Dla zrozumienia genezy złóż siarkowych powołamy się na przykład morza zamkniętego, jakiem jest morze Czarne, w którem cyrkulacja wody jest ograniczona i nie może utleniać siarkowodoru. W głębokości 213 m w jednym litrze wody znaleziono 0.33% cm^3 H_2S, w głębokości 2528 m 6.55.

Ta zawartość siarkowodoru uniemożliwia jakiekolwiek życie. Podkreślić należy w wielu wypadkach bardzo częstą paragenezę siarki z gipsem.

Własności siarki: rombowa, barwa żółta, spala się na SO_2, twardość 2. Z ważniejszych złóż siarki wymienimy w Sycylji: Cattania, Girgenti, Caltanizetta, Palermo, ostatnio odkryto znaczne pokłady w Luizianie w Ameryce półn.

Polska. W Polsce spotykamy poważniejsze złoża siarki w Swoszowicach, Czarkowej i Posądzy.

Kopalnia Swoszowice została zamknięta w 1784 r. Siarka występuje tu w dwóch pokładach jako margiel siarkonośny przedzielony gipsem włóknistym. Margiel siarkonośny dolny posiada buły, gniazda i ławice znacznych rozmiarów. W Czarkowej nad Nidą również dziś nieczynnej siarka występuje w marglu, tworząc ziarna wielkości prosa do orzecha włoskiego.

W Posądzy występuje siarka w marglu mioceńskim w postaci gniazd, żył i skupień nieregularnych. W sąsiedztwie występują znaczne pokłady gipsu.

Kopaliny palne.

Kopaliny palne. Kopaliny palne nie posiadają stałego składu chemicznego, lecz są mieszaniną węgla, wodoru i tlenu. Własności mieszaniny zależą od przewagi jednego ze związków wchodzących w jej skład. Wśród palnych kopalin wyróżniamy ciała stałe, płynne i lotne; są to: węgle, łupki bitumiczne, ropy i gazy ziemne.

Ropa i jej pochodne są mieszaniną kilku różnych związków węgla C z wodorem H w stosunku wyrażonym ogólnym wzorem: 1) C_nH_{2n+2} (grupa parafinowa), 2) C_nH_{2n} (grupa naftenowa), 3) C_nH_{2n-2} (grupa acetylenowa), 4) C_nH_{2n-4} (grupa terpenowa), 5) C_nH_{2n-6} (grupa benzolowa). . . . . .

Jako domieszki występują w ropach siarka, tlen, azot i inne pierwiastki nieorganiczne, które przy spalaniu dają popiół złożony z wapna, glinu i miedzi.

Ropy różnią się między sobą barwą, płynnością i zapachem. Barwy bywają rozmaite, od wodojasnej, żółtawej, zielonawej do czarnej.

Płynność rop bywa różną; znane są odmiany płynne i zupełnie gęste. Płynność zależy od temperatury, zaś zapach od przewagi składników lotnych. Znane są odmiany o zapachu benzyny, inne znowu gatunki bogate w składniki aromatyczne pachną przyjemnie.

Niemiły odór siarkowodoru mają ropy zawierające siarkę. Cechą najcharakterystyczniejszą dla każdej ropy jest jej ciężar gatunkowy, który waha się dla różnych rop zwykle od 0.730—0.970 przy temperaturze 15° C. Ropa z Surachan i Montechino mająca c. gat. 0.650 i z Meksyku o c. gat. 1,08 należą do rzadkości.

W przemyśle rozróżnia się zazwyczaj ropy lekkie o c. gat. 0.770 do 0.820, średnie o c. gat. 0.830 do 0.860 i ciężkie o c. gat. ponad 0.860. Pod wpływem powietrza i światła ropa traci wiele lotnych składników, zmienia po części składniki chemiczne i traci płynność. To też ropa wyciekająca na powierzchnię ziemi jest gęsta, smołowata, W złożach ropnych Pensylwanji, Majkopu na Kaukazie, w Dossor i Makat, w okręgu Uralskim oraz Groznym zauważono, że w poziomach głębszych występuje ropa o mniejszym c. gat. Nie jest to jednak objaw stały, znane są przykłady o stosunkach wprost przeciwnych, np. Surachany i pola Bakińskie. W Borysławiu i Bitkowie, w Rumunji i Baikoi ropy występujące w jednych i tych samych poziomach mają nietylko inne ciężary gatunkowe, lecz również inną zawartość parafiny i składników lotnych.

Przy ocenianiu gatunków różnych rop zwraca się uwagę na punkt ich wrzenia, który jest rozmaity. Ropy lekkie zaczynają wrzeć przy temperaturze od 43° C, ciężkie o c. gat. 0.909 mają punkt wrzenia do 240° C.

Ropy zapalają się w temperaturze od 16.7° C do 100° C. Odmiany, zapalające się niżej 35° C, należą do niebezpiecznych dla przechowywania i transportowania.

Wartość kaloryczną przy spalaniu niektórych odmian ilustruje następujące zestawienie:

Baku	10.800	do	11.700 kaloryj
Pensylwanja . . .	9.913	„	10.672 „

Zach. Wirginja . .	10.180	„	10.223 kaloryj
Kalifornja	10.300	„	10.700 „
Texas	8.500	„	11.000 „
Małopolska . . .	10.000	„	10.231 „
Argentyna	10.000	„	10.300 „

Jak z powyższego zestawienia widać, wartość kaloryczna rop jest większa niż węgli.

Rozpuszczalność. Węglowodory ropne są w większej części rozpuszczalne jedne w drugich w dowolnych ilościach. Wyjątek stanowią związki o wysokim punkcie wrzenia np. parafina i asfalt. Rozpuszczalność staje się większą z podnoszeniem się temperatury.

Z wodą daje ropa mieszaninę t. zw. emulsję lub surowicę. Uwolnienie ropy od wody jest trudne, stosuje się do tego wiele metod, jak reakcje chemiczne, podgrzewanie i prąd elektryczny.

Według własności chemicznych możemy podzielić ropy na parafinowe czyli metanowe i naftenowe. Ropy naftenowe zawierają najwięcej smarów i zawsze pewną ilość parafinowych węglowodorów. Ropy parafinowo-naftenowe zawierają większą ilość twardych parafinów (ropa borysławska).

Destylacja. Węglowodory naftowego szeregu występują w ropie pomieszane z sobą i mają różne stopnie topliwości. Oczyszczanie ropy w rafinerjach polega na destylowaniu przy coraz wyższej temperaturze. Pierwsze ulatniają się i skraplają w zbiorniku węglowodory lotne — nazywane benzyną. Jako produkt następny otrzymuje się naftę, będącą olejem nieco cięższym i trudniej zapalnym. W końcu otrzymujemy węglowodory stałe, które pozostają w retortach, są to: parafina, wazelina i smary mineralne.

Własności optyczne. Znaną jest własność ropy skręcania płaszczyzny polaryzacji na prawo, podczas kiedy przeważna ilość olejów roślinnych skręca płaszczyznę polaryzacyjną na lewo [1]).

Gaz ziemny. W związku z ropą występuje prawie zawsze w mniejszych albo większych ilościach gaz, składający się przeważnie z metanu.

---

[1]) Skręcanie płaszczyzny polaryzacji polega na tem, że jeżeli do rurki zamkniętej z jednej i drugiej strony nikolami skrzyżowanemi nalejemy substancji optycznie czynnej, to aby uzyskać zupełną ciemność, skręcić należy jeden z nikoli o pewien kąt zależny od koncentracji względnie od optycznej własności.

W niektórych okolicach znamy miejsca, gdzie gaz wydobywa się bez towarzystwa ropy. Duże zastosowanie posiadają gazy w półn.-wsch. Ameryce, specjalnie w okolicach Pittsburga.

Węglowodory spotykane w małych ilościach w postaci wtrąceń w różnych skałach, np. wapieniach i marglach lub w skorupach amonitów, małży i ramienionogów muszą być uważane za minerały. Znaczne zaś ilości rop, występujące w skałach porowatych i szczelinowatych uważane być muszą za złoża wtórne.

W skałach głębinowych i łupkach krystalicznych olej skalny napotyka się tylko w wyjątkowych wypadkach. Prawie wszystkie wielkie złoża oleju skalnego występują w skałach osadowych i niema prawie żadnego piętra w formacjach od syluru do młodszego trzeciorzędu, w którymby ropa nie występowała. Największe

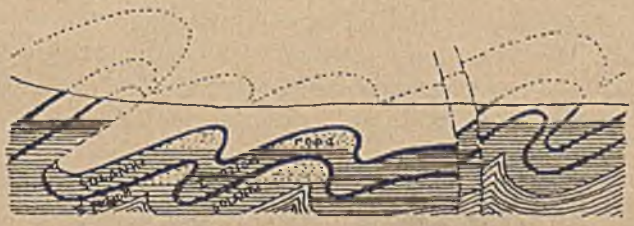


Fig. 39. Schematyczny profil ilustrujący nagromadzanie się ropy w elewacjach umieszczonych wewnątrz depresji. Partje ciemne oznaczają warstwy nieprzepuszczalne. (Według J. Nowaka).

występowanie związane jest z piaskami i piaskowcami, mniejsze z warstwami wapieni, znajdującemi się między nieprzepuszczalnemi iłami, łupkami i marglami.

W Pensylwanji, Illinois, Kalifornji, Rumunji, na Kaukazie, w Polsce występuje ropa w piaskowcach i piaskach, zaś w niektórych okolicach Ohio i Indiany, w Louisianie, w Texas i Meksyku w wapieniach. Węglowodory występują w skałach osadowych różnego wieku, jednak największe złoża, stanowiące więcej niż połowę znanych pól naftowych, spotykamy w młodych warstwach trzeciorzędu.

Fakt ten tłómaczy się w ten sposób: tam, gdzie powietrze i woda zdobędą przystęp do złóż ropy, niszczą je. Im tedy starsze jest jakieś złoże, tem łatwiej mogło uledz zniszczeniu.

Prawie wszystkie złoża ropy nie powstały w tych miejscach, gdzie znajdujemy je dzisiaj, lecz przywędrowały bądź z dalsza

lub też z głębi. Wędrówka rop odbywa się ku warstwom łatwo przepuszczalnym i porowatym, kończy się przy zetknięciu z warstwami nieprzepuszczalnemi. W obszarach, w których skały porowate stykają się z nieprzepuszczalnemi, wytworzyły się w niektórych wypadkach bogate złoża węglowodorów. Złoża mogą dojść do takiego bogactwa, że ropa wycieka na zewnątrz. Długotrwałe obserwacje, czynione w różnych częściach świata nad występowaniem ropy, nauczyły, że najczęściej napotyka się ją w siodłach, antyklinach skał osadowych, gdzie zbiera się ona tworząc często

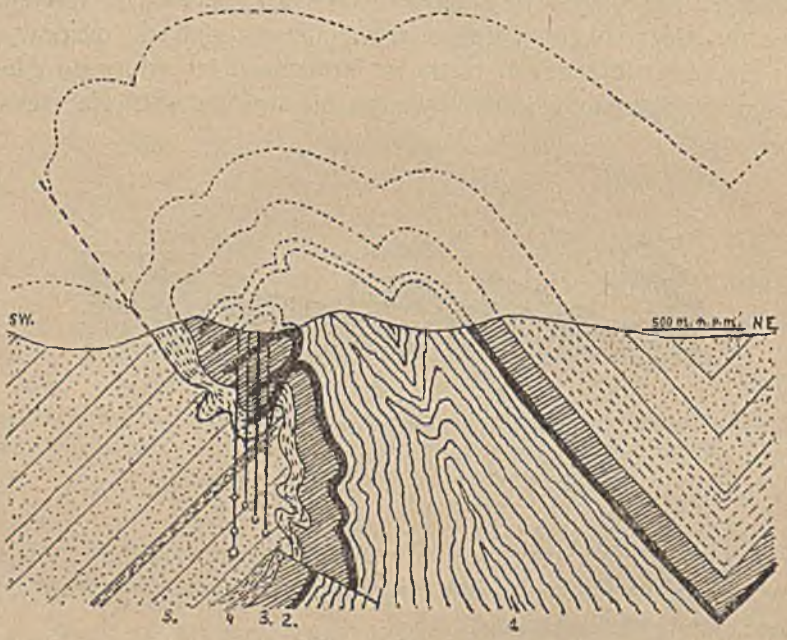


Fig. 40. Przekrój przez siodło z Wańkowej. Ropa gromadzi się pod obalonemi wstecz warstwami nieprzepuszczalnemi. (Według J. Nowaka).

znaczne podziemne baseny. W antyklinach najwyższe ich części wypełniają gazy, niższe ropy, zaś najniżej często spotyka się słone wody. Siodła naftowe mogą mieć najrozmaitszą wielkość i kształty, długość ich bywa od kilku do przeszło stu kilometrów, ich kierunek może być prosty lub pozaginany, pochylenie boków antyklin wynosi czasem parę lub kilkanaście stopni. Znane są siodła naftowe stojące pionowo lub też odwrócone.

Najczęściej spotykaną formą występowania ropy są siodła normalne. Czasem siodła kształtują się w ten sposób, iż tworzą

szereg fałdów. W takich siodłach gaz i ropa trzymają się miejsc, leżących hipsometrycznie najwyżej — złoża takie nazywane bywają kopułowatemi.

Występowanie ropy nie jest jedynie i wyłącznie przywiązane do obszarów sfałdowanych. Złoża węglowodorów znane są również z krain płytowych. W zachodnich częściach wielkich obszarów naftowych Appalachów, na płd.-wschód od Ohio, w obszarze Tampico w Meksyku mamy przykłady płaskich złóż. Rozprzestrzenienie złóż płaskich bywa znacznie większe, niż u złóż obszarów pofałdowanych — czasem wynosi ono tysiące kilometrów kwadratowych.

Wydajność szybów jest naogół większa w obszarach sfałdowanych niż w płytowych, w tych ostatnich spotykamy się natomiast z większą ilością szybów i większem rozprzestrzenieniem.

Czasami spotyka się złoża ropy, których występowanie związane jest ze szczelinami i uskokami. Typowym tego przykładem jest Hannower. Najobfitsze źródła naftowe znajdują się tam na skrzyżowaniu różnych uskoków. Także w naftowych obszarach płytowych Texasu i Louisiany występowanie ropy jest przedewszystkiem związane z dyslokacjami.

Gdy podziemne baseny ropy, będące pod dużem ciśnieniem gazów, zostaną nawiercone, ropa wytryska w górę, czasem dzieje się to przez całe lata. Masa oleju skalnego, otrzymywanego w ten sposób, bywa często olbrzymia. Ropa znajduje się w wielu krajach. Jednak tylko niektóre obszary mają większe znaczenie; do takich należy w pierwszym rzędzie Ameryka płn. z bogatemi złożami w stanach Ohio, Pensylwanja i Indiana. Bardzo bogatem złożem jest okolica Baku nad morzem Kaspijskiem, następne miejsce zajmują: Jawa, Borneo, Meksyk i obszary karpackie.

Złoża w Meksyku występują w wapieniach i marglach wieku górno-kredowego i eoceńskiego, w stanach Tamaulipao i Veracruz. Mezopotamja wraz z perską prowincją Chusistan uważana jest również za krainę bogatą w olej skalny.

Polska. W Polsce ropa związana jest z faciesem fliszowym, obejmującym utwory od dolnej kredy do górnego oligocenu. Złoża ropy występują w Polsce w Karpatach w dwóch strefach: wewnętrznej i zewnętrznej.

I. Strefa wewnętrzna. Poziomy ropne znane są z warstw krośnieńskich, z eocenu i formacji kredowej. Złoża występują tutaj w wąskich, stromych siodłach i na ich skrzydłach. Bogate złoża

należące do tej strefy znane są z Potoka, Krościenka, Krosna, Bóbrki, Grabowej i t. d.

Ropa występuje w piaskowcach i zlepieńcach eoceńskich zwykle pod iłami czerwonemi. W Wańkowej, znanej z ciekawej budowy geologicznej (ob. fig. 40), polegającej na tem, że siodło obala się nienormalnie wstecz, ropa występuje w piaskowcach krośnieńskich (górny oligocen), przykrytych anormalnie warstwami eoceńskiemi. Z tej strefy znane jest również występowanie źródła gazowego w Męcince, z którego wydobywa się metan używany do celów praktycznych.

Ropy strefy wewnętrznej są bardzo różne, naogół nie zawierają jednak parafiny.

Zagłębie krośnieńskie bywa nazywane zachodniem zagłębiem naftowem.

II. Strefa zewnętrzna. W tej strefie leżą tereny Borysławia, Schodnicy, Bitkowa, Tustanowic i Mrażnicy. Złoża te należą do jednego kompleksu, położonego przed czołem nasunięcia brzeżnego Karpat. Ropa występuje tu w paru poziomach stratygraficznych, wchodzących w skład t. zw. fałdu borysławskiego. Fałd borysławski składa się z iłów solnych, następnie warstw dobrotowskich, łupków menilitowych z piaskowcami pod niemi i eocenu. Kreda w postaci piaskowca jamneńskiego stanowi jądro fałdu.

Pierwszy poziom ropny występuje w warstwach dobrotowskich, drugi w serji łupków menilitowych, zwłaszcza w piaskowcach stanowiących wkładki. Głównym poziomem ropnym jest trzeci w piaskowcu podmenilitowym. Piaskowce te występują bezpośrednio popod rogowcami, które zwykle cechują partję spągową menilitów. Poziom ten jest najwięcej stały i spokojny. Czwarty wreszcie poziom związany jest z eocenem w głębokości 150 do 200 m poniżej piaskowca borysławskiego. Groźnym wrogiem przy wydobywaniu tamtejszej ropy jest woda, która przy nieumiejętnej eksploatacji grozi zawodnieniem szybu.

Duże nadzieje na przyszłość co do wydajności ropy rokują okolice Bitkowa.

Pozatem ślady ropy znane są z Wójczy nad Wisłą.

Geneza ropy. Co do genezy ropy zdaje się nie ulegać wątpliwości, iż jest ona pochodzenia organicznego, przynajmniej w dużej ilości wypadków.

Podane poniżej doświadczenia ilustrują tę hipotezę.

W r. 1890 udało się C. Englerowi otrzymać przez destylację

dużej ilości zwierząt morskich pod ciśnieniem 20—25 atmosfer ciecz podobną do ropy. Wypowiedział przeto twierdzenie, że olej skalny pochodzi bądź w całości, bądź w większej części z tłuszczu zwierząt i powstał przez naturalną destylację pod wpływem ciepła i ciśnienia panującego w głębszych warstwach.

W ostatnich czasach destylował Engler algi (Microcystis flos aquae) i również otrzymał ropę. Można przeto przyjąć, że olej skalny może się tworzyć tak ze zwierząt, jak i roślin.

G. Krämer przypisuje główną rolę przy tworzeniu się ropy diatomeom żyjącym w olbrzymich ilościach tak w wodach słodkich, jak i słonych. W swych komórkach posiadają one kropelki oleju, zmieniającego się łatwo w wosk ziemny, który przez destylację pod ciśnieniem i przez oddzielenie gazów przechodzi w olej skalny.

Inni badacze przyjmują, iż przy powstaniu ropy ważną rolę odegrała sól, względnie jej ług macierzysty.

Engler otrzymał natomiast oleje ropne i parafinę z osadów słodkowodnych, a to z mułów gnijących poddanych destylacji pod ciśnieniem.

Potonié mniema, iż do utworzenia się złóż ropy przyczyniły się głównie muły sapropelowe, tworzące się na dnach stojących wód z resztek roślinnych i zwierzęcych.

Węgle kennelskie i łupki posidoniowe, zawdzięczające swe powstanie osadom sapropelowym dawnych okresów geologicznych, wydzielają w niektórych wypadkach ropę.

Engler zdołał w ostatnich czasach otrzymać ropę z mułu sapropelowego, tworzącego się w obecnej dobie.

Ozokeryt. Własności fizyczne ozokerytu są bardzo zmienne. Znane są odmiany od maziowatych, zmieszanych z ropą, do zupełnie twardych. Barwa jasno-żółta, brązowa lub czarna. Ciężar wł. waha się w granicach od 0.845 do 0.930. W związku z ciężarem właściwym stoi punkt topliwości.

Ozokeryt składa się ze stałych członów szeregu metanowego, przy suchej destylacji daje płynne oleje, parafinę i koks. Łatwo rozpuszcza się w ropie, benzynie, benzolu i t. d. Używa się go do wyrobu cerezyny jako materjału izolacyjnego i t. d.

W y s t ę p o w a n i e. Ozokeryt występuje w Borysławiu, Truskawcu, Mołdawji, tworząc żyły i gniazda nieregularne.

Powstał najprawdopodobniej jako produkt wtórny po ropie.

Asfalt. Czysty asfalt posiada barwę ciemno-brunatną lub czarną, przełom muszlowaty, punkt topliwości między 110—140°.

Chemicznie nie jest dostatecznie zbadany; najprawdopodobniej składa się z nienasyconych węglowodorów. Charakterystyczną jego cechą jest występowanie w nim siarki. Używany jest jako materjał izolacyjny i do asfaltowania. Znany jest z Trynidadu, morza Martwego, Niemiec, Francji połudn. i t. d.

Węgiel.

Węgiel. W rozdziale tym zajmiemy się torfami, węglem brunatnym, kamiennym i antracytem.

Wszystkie wymienione skały zawdzięczają swe powstanie substancji roślinnej, która zależnie od intensywności procesów, o których poniżej, może stworzyć jeden z wyżej wymienionych produktów.

Substancja roślinna przy swobodnym dostępie powietrza rozkłada się na składniki gazowe jak CO_2, NH_3, H_2O. O ile jednak ta sama substancja roślinna zostanie odcięta od dostępu powietrza, zachowanie się jej jest odmienne. Potonié wyróżnia tutaj trzy różne sposoby zmiany: butwienie, torfienie i gnicie przy zupełnym braku powietrza. Butwienie odbywa się przy słabym dostępie powietrza. Torfienie stanowi pośredni typ, gnicie zaś typ końcowy, przy którym powietrze nie ma dostępu. Dla tych różnych typów rozkładu proponuje Potonié nazwę: dla produktów pochodzących z butwienia i torfienia — humusu, dla produktów gnicia — sapropelu.

Substancja pochodząca z gnicia podlega w dalszym ciągu t. zw. bitumizacji. Rezultatem procesów pierwszych jest względne wzbogacanie się substancyj roślinnych w węgiel, rezultatem procesu drugiego — wzbogacanie się substancji w węgiel i wodór równocześnie na korzyść substancyj innych.

Procesy chemiczne zachodzące przy powstaniu węgla są dosyć niejasne. Substancja roślinna, z której wyprowadza się węgiel, jest węglowodanem o wzorze $(C_6H_{10}O_5)_4$ ze zmienną ilością siarki, soli mineralnych i t. d.

Substancja roślinna podlegająca butwieniu lub torfieniu wydziela bezwodnik węglowy i metan tak długo, jak długo znajdują się jeszcze odpowiednie ilości wodoru i tlenu. Ponieważ w dalszym procesie ilość tlenu zmniejsza się ostatecznie, ilość produktów gazowych również maleje. Substancja roślinna wzbogaca się w węgiel, podczas gdy ilość innych składników zmniejsza się.

Ilustracją tego jest następująca tabelka:

	C %	H %	O %	N %
Drzewo	49—50	6	43—44	1
Torf	50—64	4,7—6,8	28,6--44,1	0—2,6
Węgiel brunatny .	50—75	4—8	12—37	
„ kamienny .	80—85	5—6	8,3—14,5	
Chudy kam. węg. .	91	4	5	
Antracyt	91—96	1,2—4	2,8—4,5	

Jak widzimy, czynnikiem powodującym powyższe zmiany jest czas. Im dłużej dana warstwa roślinna przechodzi proces torfienia, tem staje się bogatszą w węgiel. W ten sposób z torfu może powstać węgiel brunatny, z niego węgiel kamienny i antracyt.

Grafit, rozpatrywany przez niektórych jako produkt końcowy procesu zwęglenia, powstaje czasem na skutek działania fumaroli; dlatego wykluczamy go z naszych rozważań.

Obserwacje czynione w przyrodzie uczą nas, że ważną rolę w procesach zwęglania odgrywa także wysoka temperatura zjawisk kontaktowych i procesy dynamometamorficzne. Przykładami są złoża pensylwańskie, których węgiel jest antracytem dzięki daleko posuniętej dynamometamorfozie w silnie zdyslokowanym terenie, podczas kiedy sąsiadujące z niemi złoża Appalachów posiadają węgle bitumiczne wskutek braku procesów dynamometamorficznych. Złoża węglowe eoceńskie w masywie Diablerets dzięki dynamometamorfozie zamienione zostały na antracyt. Podczas gdy dolno-karbońskie, niezdyslokowane złoża okolic Tuły i Riezania zawierają złoża wysoko bitumiczne, złoża trzeciorzędowe Colorado i Nowego Meksyku na kontakcie wykazują wszystkie przejścia od lignitu do antracytu i węgla grafitowego. Również eksperymentalnie udało się wykazać zdolność przechodzenia substancji roślinnej w węgiel brunatny i kamienny.

Celuloza, poddana w wodzie działaniu wysokiej temperatury od 250 do 310°, dawała produkty przypominające naturalne węgle gazowe, przyczem wywiązywały się gazy, składające się z metanu i bezwodnika węglowego.

Bardzo ciekawym przykładem na poparcie słuszności poprzednio opisanego procesu zwęglania są doświadczenia, poczynione przy wbijaniu pali przy budowie mostu kolejowego przez koryto Renu. Pale sosnowe natrafiły w podłożu na twardą skałę i przy uderzaniu uległy zmianie takiej, że najdolniejsza część zamieniła

się w substancję twardą, kruchą, o wszelkich własnościach antracytu. Wyżej drzewo wykazywało cechy węgla brunatnego.

Materjał roślinny, z którego powstaje torf, węgiel brunatny czy kamienny, może nagromadzić się z miejscowej roślinności lub też zostać przyniesionym zdala.

W pierwszym wypadku będziemy mówić o autochtonizmie złóż, w drugim o allochtonizmie. Większość złóż węglowych jest autochtoniczna, nieliczne tylko złoża, jak np. w okolicach Eifel, są allochtoniczne. Aby zrozumieć genezę złóż węglowych, przypatrzmy się współczesnym torfowiskom.

Na mokradłach, bagnach, płaskich jeziorach, starorzeczach widzimy bujnie rozwijającą się roślinność, która od brzegów w postaci kożucha, często pływającego na wodzie, zamyka zwierciadło. Na dnie takiego torfowiska gromadzi się szlam sapropelowy. W miarę wzrostu roślinności w górę, partje roślinne niżej położone obumierają, przechodząc w torf. Torfowiska takie rozwijają się przedewszystkiem w klimacie chłodniejszym, gdyż w klimatach gorących dzięki wysokiej temperaturze, gnicie odbywa się intensywniej. Pomimo tego znamy jednak torfowiska na Sumatrze, Jawie, Borneo i Cejlonie, dalej na brzegach antlantyckich Florydy, Karoliny i t. d.

Torfowiska w pierwszem swojem stadjum rozwojowem noszą nazwę torfowisk płaskich. Flora ich składa się: z turzyc, tataraków, wełnianki, situ, do których przyłączają się pewne mchy. Wszystkie te rośliny wymagają wody bogatej w sole mineralne, a przedewszystkiem wapna. Torf takich torfowisk zawiera duży procent soli mineralnych, przeważnie domieszek mechanicznych. Flora tych torfowisk jest bujna. Torfowiska płaskie przechodzą za pośrednictwem torfowisk t. zw. przejściowych w torfowiska wysokie, zawdzięczające swoją nazwę powierzchni kopułowatej, lekko wzniesionej ponad teren. Torfowiska takie rozwijają się w wodach nie zawierających wiele soli wapiennych. Flora ich składa się przedewszystkiem z wrzosów z torfowca (Sphagnum). W torfowiskach tych zawartość soli mineralnych jest niewielka.

Poznawszy w najogólniejszych zarysach powstawanie torfowisk zastanowimy się z kolei, z jakiego typu torfowiska rozwinęły się autochtoniczne złoża węglowe. Na podstawie rozlicznych badań stwierdzić można, że złoża te powstały z torfowisk płaskich. Kopalne szczątki spotykane w węglu wskazują na okazy duże, bujną roślinność, mogącą się rozwijać tylko w torfowiskach płaskich. Rośliny kopalne posiadają ponadto komórki duże. Calamity i inne

rośliny, które się spotyka w węglu, są typowemi reprezentantami roślinności bagiennej. Horyzontalne rozłożenie korzeni, jak i charakterystyczne zgrubienie pnia z jego dolnej części odpowiada również dzisiaj spotykanemu obrazowi roślinności bagiennej. Obecność tu i ówdzie otoczaków kamiennych wskazuje na istnienie pewnych dróg komunikacyjnych, co przy torfowisku wysokiem jest wykluczone.

Większość zagłębi, jak wyżej powiedzieliśmy, jest autochtoniczna, dowodami są: niejednokrotnie w spągu występujące korzenie, zwane Stigmariami, swojem ułożeniem wskazujące, iż znajdują się na miejscu, gdzie rosły drzewa. Przy transporcie wodnym ułożenie ich nie mogłoby się zachować. Niejednokrotnie można obserwować w pokładzie węgla obecność licznych pni drzewnych jak np. koło Glasgowa w parku Wiktorji. Dalszym dowodem autochtonizmu większości złóż węglowych jest doskonałe zachowanie delikatnych części roślinnych, jak liście, które przy transporcie zdalsza musiałyby uledz zniszczeniu. Jednostajna na znacznych przestrzeniach miąższość pokładów węglowych wskazuje również na autochtoniczne pochodzenie węgla. Złoża śląskie, westfalskie, północno-francuskie, belgijskie i inne są autochtoniczne.

Złoża autochtoniczne, do których zaliczamy np. zagłębie Döhlen w Saksonji, charakteryzują się zmienną grubością, złem zachowaniem części roślinnych i t. d.

W literaturze geologicznej przyjęty jest powszechnie zwyczaj podziału zagłębi na zagłębia, tworzące się zdala od morza i blisko niego.

Zagłębia, tworzące się w pobliżu morza, posiadają wśród pokładów węgla niejednokrotnie wkładki z fauną morską. Zagłębia te noszą nazwę paralicznych, zaś zagłębia, zdala od morza położone, zagłębi limnicznych.

Do zagłębi paralicznych należą prawie wszystkie wielkie zagłębia, jak śląskie, angielsko-francusko-belgijskie i t. d.

Węgiel kamienny. Ciężar właściwy węgla kamiennego waha się w granicach od 1—16 do 1.6. Ciężar właściwy węgla czystego zmniejsza się w miarę zmniejszania ilości pierwiastka węgla. Rysę węgiel kamienny posiada czarną.

Najprostsze sposoby odróżnienia węgla kamiennego od brunatnego są: rysa u węgla brunatnego jest brunatna. Węgiel kamienny przy suchej destylacji daje tylko produkty amonjakalne, podczas kiedy węgiel brunatny daje octan amonu i wolny kwas octowy. Węgiel kamienny albo nie barwi zupełnie albo słabo, ług potasowy

KOH, podczas kiedy węgiel brunatny daje intensywną barwę brunatną. Węgiel brunatny, gotowany z słabo rozcieńczonym kwasem azotowym, daje zabarwienie czerwone, węgiel czarny nie. Ponadto ciężar właściwy węgla kamiennego jest większy niż brunatnego.

Na podstawie zewnętrznego wyglądu podzielić możemy węgle kamienne na t. zw. węgle kamienne błyszczące i matowe.

Węgiel kamienny błyszczący jest najważniejszym rodzajem węgla, większość złóż węglowych jest z niego zbudowana. Barwę posiada czarną, żywy połysk, kruchość. Do kategorji węgli błyszczących należy antracyt.

Węgle matowe posiadają barwę szarą do aksamitno-czarnej; są więcej spoiste, niebłyszczące, posiadają mniejszy ciężar właściwy. Chemicznie różnią się od węgla kamiennego błyszczącego mniejszą zawartością węgla, a większą zawartością gazów. Zapalone palą się płomieniem. Węgle matowe pochodzą z sapropelu, węgle błyszczące z humusu. Węgle matowe nie tworzą pokładów, występują w soczewkach, wkładkach. Typowym przykładem węgla matowego jest węgiel kenelski (Kannel), ciężar wł. posiada niski 1.2, zawiera bardzo dużo wodoru.

Węgiel, zawierający w sobie znaczne domieszki części nieorganicznych, nosi odrębną, choć niezupełnie uzasadnioną nazwę: Brandschiefer.

Niektóre odmiany węgla z wyraźną strukturą roślinną noszą nazwę węgla włóknistego.

Gagatem nazywamy odmiany czarne, zwarte, przyjmujące politurę, używane do wyrobu dżetu (jet).

	Miejscowość	C	H	O	N	H_2O	Popiół	S lot	S ogól.	S W. p.
1	Brzeszcze: pokł. VII górny .	67.67	3.76	13.15	1.30	7.32	5.58	1.22	1.24	0.02
2	„ „ „ dolny .	60.97	3.89	12.44	1.04	6.46	14.20	1.00	1.03	0.03
3	Kopalnia król. Luizy, G. Śląsk	79.79	4.92	7.01	1.37	2.19	3.62		0.80	

	Miejscowość	Wart. kal.	Przeliczone na substancję bez wody i popiołu					Wydajność koksu w tyglu	Cecha koksu
			C	H	O	N	S		
1,	Brzeszcze: pokł. VII górny .	6089	77.70	4.31	15.10	1.49	1.40	60.39	II
2	„ „ „ dolny .	5625	76.85	4.90	15.68	1.31	1.26	63.93	II
3	Kopalnia król. Luizy, G. Śląsk	—	84.98	5.24		9.78		—	—

Analizy węgla z kopalń polskich według Michaela i Szajnochy.

		Węgla	Wodoru	Azotu	Tlenu	Siarki	Popiołu	Kaloryj
1	Saturn	76.45	4.49	0.87	13.89	0.45	5.58	6833
2	Renard I	75.16	4.46	0.93	12.10	0.98	6.38	
3	„ II	68.35	4.23	1.10	13.35	1.52	8.90	6369
4	Paryż	75.27	4.96	1.42	11.17	2.27	4.14	6560
5	Mortimer	63.69	4.75	1.09	13.18	1.72	5.79	6328
6	Kazimierz I	70.71	4.14	1.13	13.83	1.36	9.07	
7	„ II	70.25	4.66	0.76	15.24	1.96	6.59	6362
8	Niwka	75.89	4.21	1.28	11.71	1.28	5.64	6290
9	Milowice	77.64	4.87	1.94	12.62	9.58	8.46	5988
10	Niedzieliska I	70.74	4.59	0.45	11.96	4.52	7.69	5074
11	„ II . . .	52.59	2.50	0.13	14.73	9.25	20.78	
12	„ III . . .	36.65	2.39	0.03	10.25	22.20	27.76	
13	Pechnik	77.03	4.16	0.83	10.96	0.93	5.28	4938
14	Jaworzno I	69.28	4.65	0.95	16.36	1.25	7.50	4441
15	„ II	66.06	4.27	0.73	20.32	1.02	7.58	5040
16	„ III	61.46	3.94	1.23	23.03	2.52	7.80	4994
17	„ IV	62.16	4.08	0.52	21.80	3.14	8.20	4972
18	Tenczynek I	70.02	4.60	1.41	18.58	1.00	4.37	5113
19	„ II	70.73	4.42	1.15	18.19	1.20	3.52	4520
20	„ III . . .	68.69	4.57	1.20	15.97	1.89	7.66	

Jak widzimy, głównym składnikiem węgli kamiennych jest węgiel, tlen i wodór, a zatem składniki występujące w celulozie. Ich stosunek do siebie jest różny, zależnie od procesów, jakie węgiel przeszedł w czasie tworzenia się. Azot, występujący w niewielkich ilościach, w małym tylko zapewne stopniu pochodzi z roślin, w większości zapewne z organizmów zwierzęcych. Siarka, występująca niejednokrotnie w węglu, obniża jego wartość. Przeszkadza ona przy gazowaniu w generatorach, a wywiązujący się przy procesach hutniczych SO_2 niszczy roślinność. Siarka występuje w węglu w trzech postaciach: jako siarczek żelaza, jako organicznie związana z węglem i jako siarczan. Większa część siarki związana jest z żelazem jako piryt, względnie markazyt. Siarka występuje na szczelinach, wzdłuż warstw, jako konkrecje i t. d.

Powstawanie pirytu tłómaczymy sobie jako proces redukcji siarczanu żelaza przez gnijącą substancję roślinną.

Obok siarki związanej z żelazem występuje siarka, związana organicznie z węglem, jak tego dowodzą analizy, które wykazały ilość siarki, przekraczającą znacznie stosunek procentowy, jakiby odpowiadał zawartości żelaza zawartego w węglu. Siarka związ-

zana jako siarczany jest nieszkodliwa, znajduje się ona przeważnie w formie gipsu i przy spalaniu nie wydziela się.

Popiół pozostający po spaleniu węgla składa się częściowo z substancyj mineralnych, które były w roślinach, oraz substancyj mineralnych, przyniesionych później do złoża w postaci piasku, szlamu i t. d.

Zawartość popiołów jest bardzo zmienna. Popiół składa się z krzemionki, glinki, tlenku żelaza, tlenku wapnia etc.

Niektóre węgle zawierają tlenek fosforu, zwłaszcza węgiel kenelski w okolicach Commentry we Francji. W węglu kamiennym występują niejednokrotnie gazy, przedewszystkiem metan CH_4, który zmieszany z powietrzem tworzy mieszaninę wybuchającą, powodującą niejednokrotnie katastrofy.

Prócz metanu rzadziej występuje CO_2.

W pokładach węgla spotykamy czasem otoczaki różnej wielkości, pochodzące ze skał krystalicznych i osadowych. Najprawdopodobniej dostały się one tutaj wplątane w korzenie drzew przyniesionych przez wodę. Obok konkrecyj pirytów, o których wyżej wspomnieliśmy, występują niejednokrotnie sferosyderyty w postaci buł, będących nieraz przedmiotem eksploatacji obok węgla, np. w Anglji i na Górnym Śląsku.

Budowa chemiczna węgli jest bardzo skomplikowaną, najprawdopodobniej mamy do czynienia tutaj z kombinacją rozmaitych węglowodorów. Można czasem obserwować, że węgle o podobnym składzie chemicznym przy koksowaniu zachowują się rozmaicie. Efekt ich cieplny jest różny, ilość produktów gazowych i stałych, otrzymanych przy koksowaniu, jest różna. Bardzo ważną cechą węgli jest ich zachowanie się podczas koksowania. Węgle, ogrzewane do wysokiej temperatury przy odcięciu od dostępu powietrza, zamieniają się na masę zwartą o połysku metalicznym t. zw. koks. Węgle przy koksowaniu albo rozsypują się na piasek (t. zw. węgle piaszczyste), albo częściowo stapiają się (t. zw. stapiające) lub też spiekają się (t. zw. spiekające). Właściwy koks daje węgle spiekające się. Przy koksowaniu, obok produktów stałych, otrzymujemy cały szereg produktów płynnych i gazowych.

Jak się zachowa dany węgiel przy koksowaniu, o tem poucza nas dopiero analiza techniczna. Analiza chemiczna nie daje nam co do tego wskazówki.

Zależnie od zawartości gazów, mówimy o węglach chudych, jak np. antracyt, tłustych, gazowych etc. Zawartość gazów można

odrazu ocenić na oko po płomieniu: węgle chude palą się płomieniem mało świecącym i nie kopcącym, węgle tłuste płomieniem jasnym kopcącym. Jako przykład zawartości gazów niech posłuży następująca tabelka.

	Rodzaj węgla	Substancje lotne %
1.	Antracyt i węgiel chudy	5 —10
2.	Półtłusty węgiel	10 —15,5
3.	Tłusty i spiekający się węgiel	15,5—33,3
4.	Spiekający się węgiel gazowy	33,5—40
5.	Gazowy węgiel stapiający się	40 —44,4
6.	Gazowy węgiel piaszczysty	44,4—48

Efekt cieplny węgla stanowi jego ważną zaletę. Efekt ten obrachowuje się w dużych kalorjach. Wartość cieplna węgla zależy od jego składu chemicznego. Ciepło daje pierwiastek *C* i wolny wodór *H*, niezwiązany z tlenem na wodę. Z tego wynika, że wartość cieplna węgla jest tem większa, im więcej zawiera on *C* i wolnego *H*. Prócz tego siarka daje również niewielką ilość ciepła. Wartość kaloryczną węgla określamy w kalorymetrach przez spalenie pewnej ściśle odważonej ilości badanego węgla w atmosferze czystego tlenu i badamy ilość ciepła, wydzielonego przy tym procesie. Wartość kaloryczną niektórych węgli podaje następująca tabela dla węgli francuskich:

Nazwa węgla	Koks %	Składn. lotne %	Kalorje	C %	H %	O + N %
W. gazowy długo-płomienny	55—60	45—40	8000—8500	75—80	5,5—4,5	19,5—15,5
W. tłusty długo-płomienny	60—68	42—32	8500—8800	80—85	5,8—5,0	14,2—10,0
W. tłusty właściwy	68—74	32—26	8800—9300	84—89	5,0—5,5	11,0— 5,5
W. tłusty krótko-płomienny	74—82	26—18	9300—9600	88—91	5,5—4,5	6,5— 4,5
W. antracytowy chudy	82—90	18—10	9200—9500	90—93	4,5—4,0	5,5— 3,0
Antracyt	90—92	10— 8	9000—9200	93—95	4,0—2,0	3,0— 2,0

Jak widzimy z powyższych tabeli, wartość kaloryczna wzrasta ze zmniejszaniem się części gazowych.

Węgle kamienne występują w różnych formacjach. Spotykamy je od karbonu aż niemal do czasów dzisiejszych. Największe złoża rozwinęły się w formacji węglowej, stąd też jej nazwa. Potężne złoża chińskie należą do permu i sięgają do tryjasu i jury. Na zachodzie Europy produktywnym jest karbon górny. Zagłębia rosyjskie posiadają pokłady węgla wśród warstw morskich, które utworzyły się w karbonie dolnym (zagłębie uralskie i moskiewskie), częściowo w górnym (zagłębie donieckie). Pokłady węgla występują wśród warstw łupków i piaskowców różnej grubości, od kilku cm do kilkudziesięciu metrów. Rentowność odbudowy zależy od grubości pokładu i lokalnych warunków. Czasem na skutek wyklinowania się warstw płonnych pomiędzy węglem poszczególne pokłady węgla łączą się z sobą, tworząc gruby pokład, np. Reden w Zagłębiu Dąbrowskiem, którego miąższość dochodzi lokalnie do 20 m.

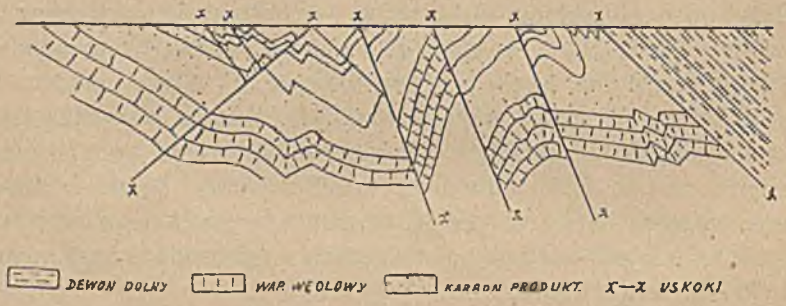


Fig. 41. Przekrój przez belgijskie zagłębie węglowe w okolicach Leodjum. (x x uskoki. Z Kaysera).

Występowanie. Przegląd złóż węglowych zaczniemy od zachodu.

W Anglji wyróżniamy szereg zagłębi węglowych, stanowiących pierwotnie jedną całość. Karbon górny zawiera tamże potężne masy piaskowca t. zw. Millstone grit., nad nim leżą wśród warstw łupków i piaskowców t. zw. coal measures. Zagłębia węglowe znajdują się zarówno w Walji, w Środkowej Anglji, jak i Szkocji. Zagłębia angielskie łączą się pod kanałem La Manche z zagłębiami węglowemi północno-francuskiemi, belgijskiemi i nadreńskiemi. Po lewej stronie Renu węgiel występuje w dwóch nieckach; jedna ciągnie się od okolic Vallenciennes, Mons i Charlesroi, Leodjum i Akwisgranu t. zw. niecka Namur, druga położona na południe,

niecka Dinant. Zagłębia te znane są ze swoich bardzo intensywnych sfałdowań, a nawet nasunięć.

Węgle te rozmieszczone są w sposób charakterystyczny, mianowicie na spodzie występują chude, nad niemi półtłuste, tłuste i w końcu gazowe.

Ze złóż niemieckich ważną rolę odgrywa zagłębie westfalskie, albo Ruhry. Karbon górny zaczyna się tam piaskowcami płonnemi, odpowiadającemi angielskim Millstone grit. Największa miąższość karbonu produktywnego wynosi 3059 m, w tem 100 m łącznie węgla. Rozmieszczenie węgli jest podobne do francuskich: na spodzie leżą chude, następnie tłuste, w końcu gazowe. Po południowej stronie nadreńskich gór łupkowych znajduje się zagłębie Saary.

W Czechach występuje węgiel w okolicach Pilzna.

W Rosji wyróżniamy trzy zagłębia: jedno w okolicy Moskwy, drugie na zachodnich stokach Uralu, trzecie donieckie. Cała serja produktywna składa się z wapieni i margli pochodzenia morskiego, wśród nich występują pokłady węgla.

Potężny rozwój formacji produktywnej spotykamy w Chinach. Niektóre z tamtejszych pokładów węgla dochodzą do 10 m, węgiel jest antracytem.

Stany Zjednoczone Północnej Ameryki rozporządzają olbrzymiemi polami węglowemi, w Nowej Anglji, Pensylwanji i okolicach Appalachow i t. d.

Polska. Zagłębie węglowe Śląskie, którego największą część posiada Polska, ma następujące granice. Na zachodzie zaznaczają się wychodnie warstw starszych kulmu, tak, że granica przebiega mniej więcej na wschód od Raciborza, przez Sośnicowice do Toszka. Na północy przebiega granica na północ od Tarnowskich Gór. Ku północnemu wschodowi przeciąga ona na południe od Sławkowa, przez Podlesie, Nową Górę i na zachód od Krzeszowic.

Zagłębie węglowe jest przykryte na południu nasunięciami karpackiemi, jak tego dowodzi wiercenie w Bażanowicach. Ku wschodowi zagłębie zamknięte jest siodłem Dębnicko-Siewierskiem. Karbon dolny pojawia się powtórnie na obszarze gór Świętokrzyskich w Gałęzicach.

Karbon produktywny dzielimy na: warstwy brzeżne = podsiodłowe = podredenowe; warstwy siodłowe = redenowe; warstwy łękowe = nadsiodłowe = nadredenowe. Rozdział oparty jest na obecności grubych pokładów w strefie siodłowej, które ku wscho-

dowi łączą się, dając do 20 m lokalnie dochodzący pokład Reden, odbudowywany w zagłębiu dąbrowskiem. Obszar całego zagłębia węglowego obejmuje przeszło 6000 km².

Grupa brzeżna dochodzi do grubości 2600 m, charakteryzuje się drobno-ziarnistemi piaskowcami z detritusem roślinnym, z wkładkami warstw wapiennych morskiego pochodzenia. Węgle występują stosunkowo cienkie do 1 m, są przeważnie dobre, koksujące. Tu należą bitumiczne węgle z Tenczynka, dalej z Gołonoga, Grodźca i Mor. Ostrawy. W grupie tej wyróżniamy warstwy z Gołonoga, warstwy kruszowskie. Grupa górna rybnicka ma doskonały węgiel koksujący.

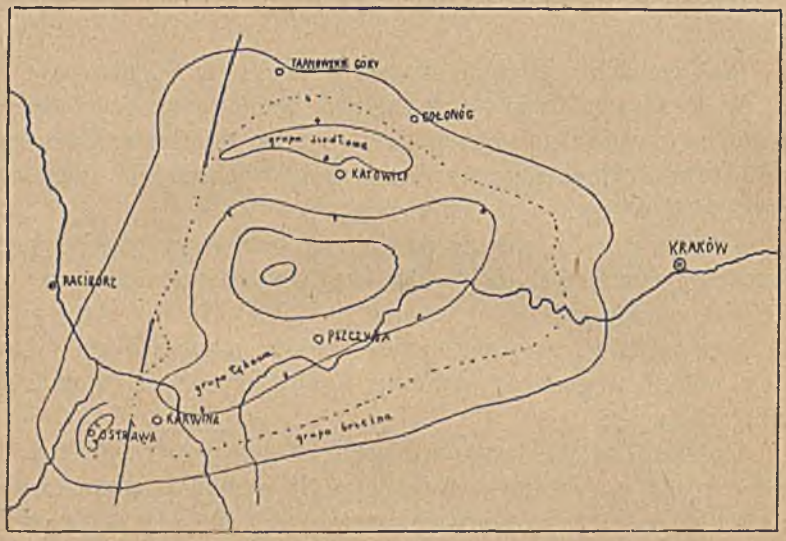


Fig. 42. Mapka śląsko-polskiego zagłębia węglowego.

Grupa siodłowa jest najbogatsza i znana w zagłębiu dąbrowskiem jako warstwy redenowskie. Serja ta ciągnie się od Zabrza przez Mysłowice do Sosnowca. Nad warstwami siodłowemi leży grupa łękowa albo nadredenowska, utworzona z gruboziarnistych piaskowców, szarych lub czarnych iło-łupków z wkładami płaskurów rudy żelaznej, bez wkładek morskiego pochodzenia. Wyróżniamy tu następujące warstwy (od góry do dołu): 1) Rudzkie 585 m z 20 pokładami, grub. 55.69 m; 2) Orzeskie 1490 m z 146 pokładami łącznej grubości 71.53 m; 3) Łaziskie 695 m o 32 pokładach, grubości 35.51 m; 4) Chełmskie 117 m z pokładem węgla 1.70 m.

Całe zagłębie węglowe przedstawia się jako olbrzymia niecka, której część najgłębsza znajduje się w okolicach Rybnika (wiercenie w Czuchowie do głębokości 2239 m nie przebiło karbonu).

Ponadto na obszarze zagłębia wyróżnić możemy szereg niecek i siodeł obok licznych uskoków radjalnych i koncentrycznych.

Zapas węgli dostępnych dla odbudowy w zagłębiu Śląskiem obliczono na przeszło 60 miljardów ton.

Na zakończenie rozdziału o węglu kamiennym dodamy nieco szczegółów, tyczących się t. zw. suchej destylacji węgli.

Sucha destylacja węgla. Przy t. zw. suchej destylacji węgla otrzymuje się szereg produktów, jak woda amoniakalna, ciecz olejista, smoła i koks. Dalsze przetwory chemiczne tych materjałów dały podstawę do rozwoju olbrzymiego przemysłu. Przez długi czas smoła otrzymywana jako produkt uboczny przy destylacji węgla uważana była za balast. Dopiero poznanie jej składu chemicznego dało początek potężnemu przemysłowi. Smoła węglowa jest źródłem różnych przetworów chemji organicznej — jak barwiki, antyseptyki, specyfiki lecznicze, perfumy, rozpuszczalniki, materjały opałowe i do popędu motorów, materjały wybuchowe i t. d.

Przemysł farbiarski, oparty o produkty otrzymywane ze smoły, uniezależnia się od tych niewielu barwików, jakich dostarcza nam przyroda. Przez odpowiednie zestawienie związków możemy otrzymywać barwiki o żądanym z góry kolorze, odcieniu i własnościach. Barwiki anilinowe, alizarynowe, indygo syntetyczne, barwiki indantronowe są nietylko piękniejsze od naturalnych co do czystości tonu, ale niekiedy trwalsze na wpływy słońca i odczynników chemicznych. Z licznych środków leczniczych wymienimy: kwas salicylowy i pochodne tegoż, salol, piramidon, salvarsan, kwas karbolowy, guajakol, sacharynę i t. d. Wyrób pachnideł opiera się dziś głównie na produktach smoły, z nich otrzymujemy np. piżmo, indol o zapachu jaśminu, heliotrop i inne. Na tej drodze otrzymano sztuczną wanilję. Również drogą syntetyczną zdołano otrzymać kauczuk. Wyrób materjałów wybuchowych oparty jest w znacznej mierze na produktach smolnych. Z nich wyrabia się kwas pikrynowy, którego pochodne jak melinit i inne służą do napełniania pocisków armatnich. Oleje smolne dostarczają płynnego materjału opałowego, używanego do opalania kotłów na okrętach.

W ostatnich latach, zwłaszcza w czasie wielkiej wojny, zaczęto się interesować możliwością otrzymywania z węgla produktów naftowych, okazało się bowiem, że przy suchej destylacji węgla

w niskiej temperaturze (400 — 600°) otrzymuje się t. zw. smołę pierwszorzędową. Jest to produkt, składający się z dwóch zasadniczych części: węglowodorów i fenoli, te ostatnie zawierają w sobie związki utlenione. Cała grupa węglowodorowa przedstawia produkt nader zbliżony do ropy naftowej. Przeróbka dalsza tejże smoły pierwszorzędowej daje: parafinę, oleje motorowe, oleje smarowe i benzynę.

Węgiel brunatny. Zawartość pierwiastka *C* około 70%, wartość kaloryczna od 3000—6000°. Ciężar właściwy 1.12—1.5. Barwa ciemno-brunatna do czarnej. Cechy i rozpoznanie podaliśmy wyżej.

Należą tutaj przeważnie wszystkie węgle młodsze (trzeciorzędowe). Wyróżniamy następujące odmiany: lignit, odmiana z wyraźną stukturą drzewną; węgiel smołowy (Pechkohle).

W węglu brunatnym możemy wyróżnić podobne odmiany jak w kamiennym, a więc węgle brunatne t. zw. błyszczące i matowe. Analiza lignitu z Niskowej pod Nowym Sączem przeliczona dla substancji bez wody i popiołu przedstawia się następująco:

	C %	H %	N %	S % palna	O %
1	61.05	5.41	0.43	3.32	29.79
2	66.57	6.03	0.53	3.20	23.64

Analizy węgla brunatnego w stanie suchym według Hauera, cytowane u Szajnochy.

	C	H	O	N	S	Popiół	Kal.
Nowosielica	61.82	4.79	21.93	1.20	1.91	10.30	4249
Myszyn	61.44	4.82	22.96	1.36	0.63	8.78	4384
Glińsko 1	70.56	4.82	20.49	0.84	0.82	2.46	
„ 2	60.42	5.85	22.49	1.06	0.73	10.76	
„ 3	56.75	5.68	26.21	0.79	0.89	9.64	3842
Skwarzawa	54.35	4.97	21.94	1.05	0.94	16.74	3092

Złoża węgla brunatnego znane są w Czechach, Saksonji, Hessji, nad Renem i t. d.

W Polsce, w okolicy między Siewierzem i Kromołowem, t. j. w Porębie, Blanowicach, Kuźnicy Masłońskiej, występują pokłady węgla brunatnego do 2 m grubości. Największą kopalnią jest Poręba Mrzygłodzka, gdzie w głębokości 8—10 m kopią pokład 80 cm do 1 m. Koło Siewierza dobywano węgiel gruby do 2 m. Węgiel blanowicki jest kruchy, zawiera wiele popiołu i pirytu,

ilość kaloryj w suchym stanie wynosi 5733—6890. Roboty prowadzone są przeważnie na odkrywkę.

W pasmie piaskowców retyckich, idącym od Opatowa przez Miłków, Szewno—Kunów do Starachowic w dobrach Szydłowieckich i w dobrach Chlewiskich, w Królewcu, występują cienkie pokłady węgla grubości 8.25—40 cm (wyjątkowo). Wartości górniczej nie posiadają.

Większość naszych węgli brunatnych o poważniejszem znaczeniu górniczem występuje w miocenie. Wyróżnić tu możemy parę grup, jak grupa podkarpacka, podolska, wołyńska i wielkopolska.

Węgiel brunatny znajduje się poczynając od zachodu: w Iwkowej nad Dunajcem, Dąbrówce na południe od N. Sącza i Podegrodziu. Dokładniejsze dane posiadamy z Niskowej (anal. podano wyżej) nad Dunajcem około Sącza. Znaleziono tam w głębokości 7—8 m pokład 70 cm gruby, a w głębokości 28—30 m drugi pokład grubości 2 m. Rozległość złoża 40—50 km².

W Grudnej Dolnej koło Dębicy pokład węgla dochodzi do miąższości 7 m, z czego 1½ wypada na spągowy węgiel łupkowy.

Pod Kołomyją znamy liczne występowania węgla brunatnego w okolicach Zabłotowa.

Lignity podolskie. Zaczynając od Rawy Ruskiej na zachodzie do Czortkowa na południu rozrzucone są po całej wyżynie podolskiej, a przedewszystkiem na jej krańcu północnym i wschodnim liczne złoża węgla brunatnego. Leżą one na opoce kredowej, a przykryte są morskim miocenem. Spotykamy tu w okolicach Rawy Ruskiej w Potyliczu pokład węgla brunatnego grubości 1.60—2 m. Podobnież w okolicy Żółkwi, Glińska, Skwarzawy i t. d. występują trzy pokłady węgla. Na wschodzie w okolicach Złoczowa również napotykamy na węgle brunatne.

Grupa wielkopolska. Nad piaskami bursztynowemi na całej długości zatoki Świeżej i dalej ku zachodowi występują iły i piaski z pokładami lignitu. W Prusach Wschodnich utwory te mają 77 m grubości, a w nich 4 m pokład węgla.

Obok Piły w Buku znaleziono 4 pokłady węgla, łącznej grubości 6.7 m.

Dalej w Kobielicach występuje pokład węgla grubości 9.30 m, w Głogowie 6 m i t. d.

Jak widzimy, północna Polska posiada bogate złoża węgli brunatnych.

Węgle brunatne służą jako materjał opałowy, czasem przy

hutnictwie żelaza. Zastosowanie ich ze względu na niewielką wartość kaloryczną jest przeważnie lokalne. Niektóre odmiany (Saksonja) służą do otrzymywania olejów i parafin.

Torf. Genezę torfu podaliśmy wyżej. Torf jest substancją przeważnie mało zwięzłą o barwie jasno-brunatnej, brunatnej, czasem czarnej. Zwyczajnie zawiera on duży procent wody. Przy spalaniu się wydaje dużo dymu i nieprzyjemny zapach, pozostawiając dużo popiołu.

Zawartość C około 60%. Torf składa się głównie z cząstek roślin jak mchy, roślin sitowatych, ciborowatych i turzycowatych, borówek, wrzosów. Zdarzają się czasem resztki drzew jak olsze, wierzby i t. d.

Jako przymieszki występują ił, piasek, z mineralnych znamy siarczki żelaza, niebieski vivianit (fosforan żelaza).

Analiza torfu.

Miejscowość	C	H	O	N	H_2O	Popiół	S lotna	S ogól.	S w p.
Puszcza Niepołomska	37.92	3.38	22.68	1.84	25.66	7.90	0.62	1.23	0.61
Jurowiec pod Sanokiem	38.97	3.75	25.76	2.02	22.86	6.54	0.10	0.83	0.73

Miejscowość	Wart. kal. obl.	Przeliczone na substancje bez wody i popiołu					Wydajność koksu	Cecha koksu
		C	H	O	N	S		
Puszcza Niepołomska	2941	57.08	5.08	34.14	2.77	0.93	32.99	I
Jurowiec pod Sanokiem	3004	55.21	5.31	36.48	2.86	0.14	33.49	I

Torfu używa się jako materjału opałowego; wartość kaloryj od 3000 do 5000. Praży się go na koks. Używany jest do izolacji, jako materjał dezynfekcyjny, do wyrobu grubych tkanin i t. d.

W y s t ę p o w a n i e. Olbrzymie torfowiska występują w Hannowerze, Bawarji, Salzburgu, Rumunji, Irlandji.

W Polsce nizina Nadwiślańska, okolice Niepołomic, Podhale, nizina Podkarpacka, nad Dniestrem, na Pomorzu, w Poznańskiem i t. d.

Sól.

Sól kamienna. Warunki powstawania złóż solnych przedstawiono poprzednio; poniżej zajmiemy się składem chemicznym, budową i występowaniem soli w przyrodzie.

Chemicznie NaCl rozpuszcza się w stosunku jedna trzecia

część (wagowa) soli na 2.8 wody. Krystalizuje w układzie regularnym, klasie 24° ścianu pentagonalnego, tworząc kostki.

Barwa przejrzysta, szara, żółtawa od domieszek, któremi bywają iły, hematyt, inkluzje gazowe, gips, anhydryt i sole potasowe. Twardość 2.

Występuje bądź w postaci dużych kryształów, bądź też tworzy warstwy naprzemian z iłami i gipsami. Sól kamienna występuje z wyjątkiem archaikum we wszystkich formacjach, głównie jednak w cechsztynie i trzeciorzędzie.

Sól kamienna dzięki swoim specjalnym własnościom zachowuje się tektonicznie bardzo oryginalnie. Czasem można obserwować, że sól, pod naciskiem bocznym fałdowania skalnego, przebija leżące nad nią warstwy skał, zbliżając się w ten sposób znacznie ku powierzchni ziemi, tworząc t. zw. egzemy (garby).

Główną masę pokładów solnych tworzy sól ziarnista.

Wewnątrz jej ziarnek występują czasem kryształy ujemne, wypełnione ługiem macierzystym lub też gazami. Podczas rozpuszczania się soli gazy te wydzielają się z szelestem na zewnątrz (t. zw. sól trzaskająca z Wieliczki). Gazy te składają się z wodoru, metanu i dwutlenku węgla. Sól kamienna ziarnista posiada barwę szarą, zielonawą, czasem żółtą lub brunatną, rzadziej niebieskawą. Często trafiają się domieszki gliny, gipsu i t. d. Soli kamiennej w pokładach towarzyszą anhydryt, polihalit, kizeryt, karnalit i gips.

Stosunki genetyczne soli i paragenezę poszczególnych minerałów poznano na złożach stassfurckich, o których była mowa wyżej.

W y s t ę p o w a n i e. Znaczne pokłady soli kamiennej występują w Stassfurcie i okolicy, wieku permskiego, w okolicach Ischl, Hallstadt, Berchtesgaden, w Wirtembergji, Lotaryngji, Northwith w Anglji, w okolicach Orenburga w Rosji. Bogate pasmo solne znajduje się w okolicach na północ od Pendżabu.

Złoża solne występują w Polsce bardzo obficie. Mamy tutaj kopalnie (w miocenie) czynne od wieków, jak Wieliczka, Bochnia. Dalej znamy sól z Kałusza, Stebnika oraz szereg solanek wzdłuż Karpat.

W kopalni wielickiej wyróżnić można dwa wyraźne poziomy: górny nie warstwowany z dużemi bryłami soli t. zw. zielonej i dolny warstwowany.

Utwór warstwowany składa się z iłów, piaskowców, skały anhydrytowo-iłowej i w końcu soli kamiennej.

Sól kamienna warstwowana występuje w trzech odmianach:

sól szybikowa gruboziarnista, szara, zanieczyszczona jedynie siarczanem wapnia, którego procent nie przewyższa 1, dalej sól spiżowa drobnokrystaliczna, zanieczyszczona piaskiem i w końcu t. zw. sól zielona, wielkokrystaliczna, o osobnikach 2—5 cm średnicy.

Cała serja tworzy łagodne siodło i zapada popod Karpaty. Górna serja składa się przeważnie z iłu solnego z bryłkami soli.

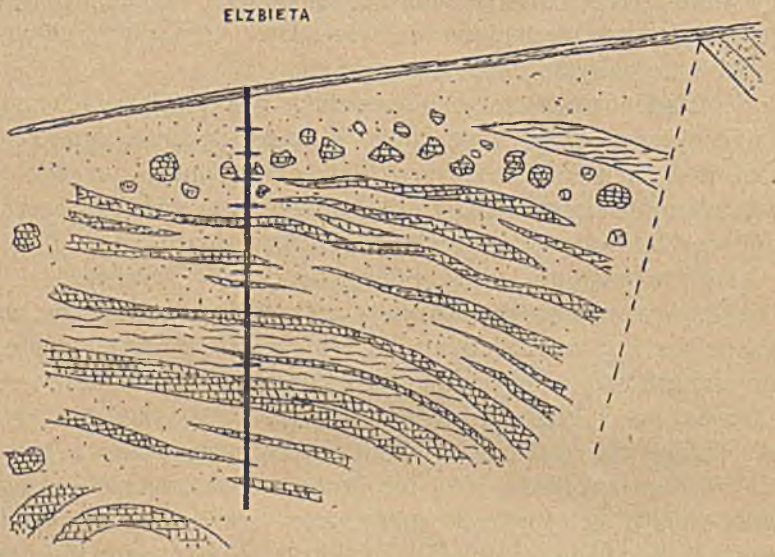


Fig. 43. Profil przez złoże Wielickie. Kreskowane partje oznaczają pokłady soli. (Według Niedźwieckiego).

Taki ił solny z bryłkami soli nosi nazwę „zuber". Sól w górnym utworze występuje w postaci luźnych brył, dochodzących niekiedy do paru tysięcy metrów sześciennych, po których wybraniu pozostają znane piękne komory wielickie.

W Bochni spotykamy skały wyraźnie uwarstwione i stromo pochylone ku południowi. Pokłady te składają się z iłów mniej lub więcej marglistych, ciemnoszarych, z anhydrytu trzewiowego i soli bezbarwnej lub szarawej zazwyczaj gruboziarnistej.

Skład chemiczny soli Wielickiej.

	NaCl	KCl	$CaSO_4$	Na_2SO_4	Nierozp.	Wody
Sól szybikowa . .	98.71	0.06	0.303	—	0.28	0.07
„ spiżowa . . .	95.358	0.20	0.30	—	4.029	0.21
„ zielona . . .	94.94	0.09	2.597	—	2.169	0.39
„ włóknista . .	90.76	—	1.452	0.736	6.623	0.53

Ku wschodowi spotykamy szereg solanek, z których największa jest w Stebniku. Eksploatacja odbywa się tutaj przez ługowanie soli z płytkich szybów.

Wierceniami stwierdzono obecność kilku grubych pokładów soli, łącznej grubości 168 m, nie przebito ich jednak.

Warstwy solonośne zawierają oprócz soli kamiennej również gniazda polyhalitu.

Kopalnie w Kałuszu znane są ze swoich bogatych złóż soli potasowych. Złoża te w górnej swej części zawierają znaczne ilości sylwinu, kainitu i karnalitu.

Solanki występują w okolicach Delatyna, Kołomyi i t. d.

Złoża wymienione należą do formacji mioceńskiej, pozatem znamy w Polsce sól wieku permskiego, występującą w okolicach Inowrocławia, Wapna i Ciechocinka, a będącą dalszym ciągiem olbrzymich permskich złóż solnych półn-zach. Niemiec.

Sylwin. Sylwin KCl, regularny, łupliwość według ścian kostki. Twardość 2, barwi płomień bunsenowski na fjoletowo, bezbarwny, w smaku gorzki. Bardzo częsty minerał złóż potasowych.

Karnalit. Karnalit $KClMgCl_2\,6H_2O$, rombowy, bez łupliwości, twardość 2.5, bezbarwny, czasem od tlenków żelaza czerwony, bez łupliwości, przełam muszlowy. Minerał często występujący w paragenezie z innemi solami potasowemi.

Kainit. Kainit KCl, $MgSO_4\,3H_2O$ jednoskośny, łupliwy, twardość 3, bezbarwny, czasem żółty, różowawy lub niebieski. Minerał powstały wtórnie pod działaniem czynników atmosferycznych.

Gips. Chemicznie $CaSO_4\,2H_2O$. Rozpuszcza się w 420 częściach wody 1 część gipsu. Układu jednoskośnego, często tworzy bliźniaki t. zw. jaskółcze ogony. Barwa: w stanie czystym przejrzysty — bywa szary, niebieskawy. Gips występujący w szczelinach tworzy niejednokrotnie odmiany włókniste. Łupliwość doskonała, ogrzewany mętnieje z wydzielaniem wody, która strąca się na probówce. Ogrzany powyżej 102° zamienia się na $CaSO_4\,{}^1/_2\,H_2O$. Pochłania wtedy chciwie wodę, zamieniając się z powrotem na gips. Ogrzany do wiele wyższych temperatur traci wodę zupełnie (t. zw. gips przepalony), tracąc zdolność przyłączenia jej z powrotem. Twardość 1.5—2 (daje się łatwo zarysować paznogciem). Odmiany ziarniste noszą nazwę alabastru.

Występowanie. Gips występuje w kryształach lub pokładach. Niejednokrotnie spotykamy kryształy powstałe wtórnie jako nowotwory za sprawą wód zaskórnych. Przykładem Las Turyński, Girgenti

w Sycylji. Selenitem nazywamy osobniki wielkie, dające się łupać na przeźroczyste tafle. Piękne okazy znane są z Bex. Gipsy rozpuszczając się dają początek grotom i jaskiniom, które zapadając się tworzą na powierzchni lejki. Duże pokłady gipsów znajdujemy na Semmeringu, w Wirtembergji i w zagłębiu Paryskiem.

W Polsce gips występuje bardzo obficie. Znajduje się on przeważnie w glinach, iłach i marglach wieku mioceńskiego. W południowo-wschodnich częściach Kieleckiego, wzdłuż lewego brzegu

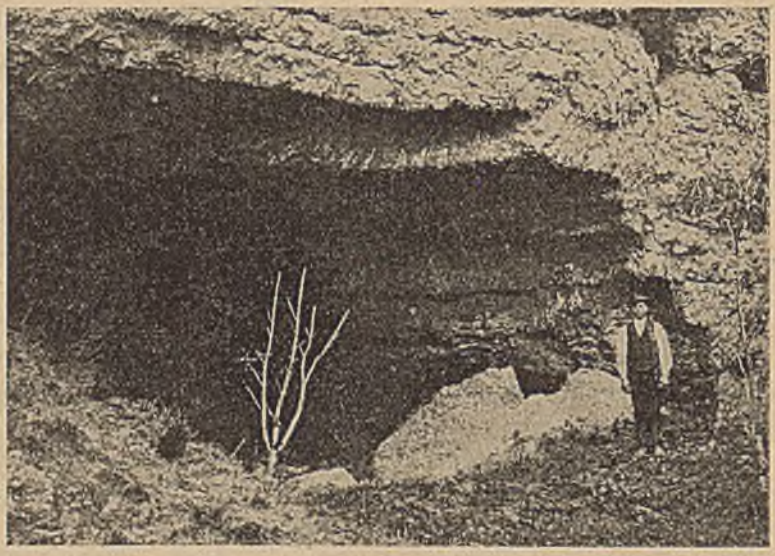


Fig. 44. Grota w gipsach, Skorocice, Kieleckie.

Wisły i jej dopływów tworzy pokłady grube na parę metrów, zajmując duże przestrzenie np. między Skalbmierzem a Proszowicami, między Wiślicą a Pińczowem, w okolicach Buska i na północny zachód.

Kryształy selenitu dochodzą czasem do 3 m wysokości, ustawione są one do siebie równolegle a prostopadle do uwarstwienia np. Gorysławice, Wiślica.

W Skorocicach (fig. 44) pod Buskiem znane są groty wymyte w gipsach. Bardzo pospolite są gipsy w podkarpackiej formacji solonośnej (np. Wieliczka, Bochnia, Wielopole koło Ropczyc, Łopuszka koło Kańczugi). Duże pokłady gipsu znamy z Płaszowa i Łagiewnik pod Krakowem. Koło Przeworska znajdujemy pokłady alabastru. Występują one również w licznych miejscach na Podolu w okolicach Tłumacza, Horodenki i Zaleszczyk. Znane są również

różne odmiany alabastru z okolic Niżniowa, Żydaczowa, Buczacza, Halicza i t. d.

Anhydryt. Anhydryt, chemiczne $CaSO_4$, układu rombowego, twardość 3—$3^1/_2$, bezbarwny białawy lub niebieskawy.

Kwas solny nagryza go niewiele, w stężonym kwasie siarkowym rozpuszcza się dość łatwo; ale nie burzy. Proszek anhydrytu wilgotny przechodzi częściowo w gips.

Występowanie. Kryształy anhydrytu zdarzają się w pokładach soli koło Hallein, Aussee koło Ischl. Anhydryt zbity występuje niejednokrotnie w pokładach soli kamiennej. W piętrze anhydrytowym salin stassfurckich tworzy liczne cienkie jak papier warstewki wśród pokładów soli kamiennej. Anhydryt ziarnisty występuje także bez soli kamiennej wśród różnych warstw osadowych jak np. w Szwajcarji, Lombardji, w Harcu.

W Polsce stwierdzono obecność anhydrytu w Bochni i Wieliczce. Pofałdowane warstewki anhydrytu noszą nazwę kamienia trzewiowego.

Rudy.

Rudami nazywamy skały, z których otrzymujemy metale. Rudy dzielimy na dwie kategorje, zależnie od stosunku do skał otaczających: na pokłady (rudy) syngenetyczne i epigenetyczne.

1) Rudy syngenetyczne powstają równocześnie ze skałą otaczającą. Należą tu rudy, powstałe wśród skał osadowych, występujące w pewnych poziomach.

2) Rudy występujące wśród skał magmatycznych, powstałe na skutek różnicowania się magmy.

Druga kategorja to rudy epigenetyczne, powstałe później aniżeli otaczająca skała: 1) wyróżniamy tu złoża, powstałe na skutek zjawisk kontaktowych, 2) wypełnienia próżni, 3) rudy pochodzenia hydrotermalnego, 4) powstałe wskutek impregnacji i sublimacji.

Rudy pochodzenia magmatycznego powstają — jak wspomniano — wskutek lokalnego nagromadzenia się kruszców przy procesie różnicowania się lawy, podobnie jak to ma miejsce przy nagromadzaniu się skaleni, względnie łyszczyków lokalnie w większej ilości. Do kategorji tej należą potężne złoża żelazne skandynawskie.

Rudy kontaktowe. Przez pojęcie to rozumiemy rudy, które powstały na skutek metamorfizmu kontaktowego[1]).

[1]) Metamorfizmem kontaktowym nazywamy procesy, jakie zachodzą wtedy, gdy gorąca lawa styka się ze skałą osadową lub magmatyczną.

Charakterystyczną cechą takich złóż będzie występowanie (zwłaszcza, jeżeli kontakt następuje ze skałami zawierającemi wapień), minerałów takich, jak granat, epidot, wollastonit i inne krzemiany wapienne.

W złożach kontaktowych w rzadkich wypadkach dokonuje się tylko proste przekrystalizowanie, rud zawartych już w skale. Najczęściej chodzi o doprowadzenie nowych substancyj na drodze pneumatolitycznej lub hydrotermalnej.

Przykładem złoża kontaktowego jest złoże w Berggiesshübel w Saksonji.

Obserwujemy tam wśród zdyslokowanych łupków krystalicznych, należących do dewonu, parę pni granitowych, które spowodowały daleko idącą metamorfizację pierwotnych łupków dewońskich. Ruda, która tam występuje, jest magnetytem, prócz magnetytu znane są stamtąd rudy miedzi.

Ruda występuje niejednokrotnie w postaci gniazd wśród marmurów, wypierając je czasem całkowicie. Skałą macierzystą tych rud będzie najprawdopodobniej granit.

Do typu złóż kontaktowych należą rudy żelazne okolic Oslo (Chrystjanji), Banatu i inne.

Zanim przejdziemy do omówienia złóż epigenetycznych, zastanowimy się nad teorjami, które tłómaczą powstanie tychże złóż.

Teorją, która posiada dzisiaj znaczenie tylko historyczne, jest teorja descenzyjna, postawiona przez Wernera, która tłómaczy powstanie złóż kruszcowych przez wypełnienie szczelin roztworami, które dostały się do nich z góry. Tego typu złoża są bardzo rzadkie i nie odgrywają większej roli.

Teorją, tłómaczącą nam powstanie niektórych złóż, jest teorja sekrecji lateralnej, która wyprowadza substancje mineralne w złożu, ze skały otaczającej. Przykładem jest występowanie w szczelinach piaskowca kredowego (t. zw. Quadersandstein) w Saskiej Szwajcarji cienkich warstw limonitu z manganem, które pochodzą z rozsianych w piaskowcu drobnych cząstek magnetytu i innych rud żelaza. Tak samo niektóre z rud niklu, występujące wśród serpen-

---

Zmiany w skale sąsiadującej z lawą polegają z jednej strony na przekrystalizowaniu substancji mineralnej, np. wapień bezpostaciowy przechodzi w marmur, z drugiej strony na powstawaniu szeregu minerałów z grupy krzemianów, jak wyżej wspomniane: wollastonit, wezuwjan, granat, epidot etc., oczywiście, o ile skała, z którą zetknęła się lawa, zawierała wapień.

tynu, pochodzą z rozkładu oliwinu, zawierającego w swoim składzie nikiel.

Większość złóż epigenetycznych powstała na drodze innej, a mianowicie przez doprowadzenie materjałów z dołu (teorja ascenzyjna). Droga, jaką powstają te złoża, może być trojaka:

1) mająca raczej znaczenie historyczne, t. zw. teorja injekcyjna, tłómacząca powstawanie złóż injekcją mas ognisto-płynnych, wydobywających się z głębi;

2) teorja sublimacji, która tłómaczy powstanie złóż ekshalacjami gazowemi z głębi ziemi. Że istotnie na drodze ekshalacji mogą powstawać rudy, tego dowodzą stosunki obserwowane przy ekshalacjach wulkanicznych, przy których czasem powstaje hematyt.

Daubré otrzymał na drodze eksperymentalnej tlenek cyny z gazu chlorku cyny działając na niego parą wodną: $SnCl_4 + 2H_2O = 4HCl + SnO_2$;

3) teorja termalna, która tłómaczy powstanie złóż dopływem substancyj mineralnych w wodach gorących przychodzących z głębi. Teorja ta posiada poważne uzasadnienie w obecności całego szeregu substancyj mineralnych, spotykanych w wodach termalnych.

Wody termalne tworzą również współcześnie złoża mineralne. Przekonano się o tem przy pogłębianiu starych studni i zakładaniu nowych.

W związku z teorją termalną stoi pytanie, skąd pochodzą wody zawierające roztwory. Czy jest to woda atmosferyczna, która wsiąka w głąb, rozpuszcza rozmaite minerały i z powrotem wraca na powierzchnię, czy też jest to woda, która pochodzi z magmy i po raz pierwszy wydostała się na powierzchnię. Pierwsze bywają nazywane wodami błędnemi (vados), drugie wgłębnemi (juvenil). (W myśl poglądów E. Suessa).

Nie rozważając szerzej słuszności jednej czy drugiej hipotezy zaznaczamy, że istnieje niejednokrotnie wyraźny związek między skałami magmatycznemi a termami. Występowanie źródeł termalnych związane jest z obecnością zjawisk tektonicznych i wulkanicznych.

Wody gorące wydobywające się na powierzchnię wskutek zmniejszającego się ciśnienia, obniżenia temperatury i utraty gazów, wytrącają z roztworów substancje mineralne.

W dalszym rzędzie różne roztwory, które dostają się różnemi drogami, działają na siebie wzajemnie i powodują strącanie się różnych minerałów. Mogą się również odbywać reakcje pomiędzy roztworami a skałą otaczającą.

Typowym przykładem złóż epigenetycznych są nasze złoża blendy, galeny i markazytu na Górnym Śląsku. Występują one w dolnym wapieniu muszlowym, jakkolwiek znajdują się w mniejszych ilościach w warstwach wyższych i niższych.

Cały obszar rudonośny przejęty jest licznemi uskokami, które stoją w wyraźnym związku genetycznym z rozmieszczeniem złóż.

Dolomit kruszconośny, w którym występują rudy, nie powstał w tym składzie, w jakim widzimy go dzisiaj, lecz jest produktem wtórnym, powstałym z wapieni na skutek cyrkulacji wód, zawierających w sobie sole magnezowe.

Tą również drogą, to znaczy jako osad wód wynoszących z głębi rozmaite sole mineralne, powstały rudy pierwotne, t. zn. siarczki, jak blenda cynkowa ZnS, markazyt FeS_2 i galena PbS, które wtórnie na skutek działania czynników atmosferycznych dały początek rudom wtórnym, jak galmanowi i limonitowi.

Rudy napotykane na Śląsku znane są ze swego nieregularnego występowania. Tworzą one gniazda, szczeliny, a czasem można obserwować przenikanie rud wzdłuż szczelin uskokowych i osadzanie się w wyższych partjach. Substancje mineralne gromadzą się niejednokrotnie w szczelinach i próżniach skalnych, tworząc pięknie wykształcone kryształy. Wspólność występowania pewnych minerałów, czyli t. zw. parageneza, daje nam cenne wskazówki co do kolejności ich powstania, ewentualnych przeobrażeń i t. d.

Minerały pokrywają ściany szczelin niejednokrotnie warstwowo, spoczywając jedne na drugich i wtedy kolejność ich powstawania występuje bardzo wyraźnie. Warstwy tych minerałów powtarzać się mogą symetrycznie, jednak czasem spotykamy żyły niesymetryczne.

Przegląd ważniejszych rud.

Syderyt. Syderyt $FeCO_3$ węglan żelaza, krystalizuje w układzie heksagonalnym. Barwa brunatno-żółta lub żółtawo-szarawa. W kwasach burzy i rozpuszcza się. Często zawiera domieszkę manganu. Twardość 3.5—4.5.

Występowanie. Druzy syderytu występują w żyłach kruszcowych w towarzystwie kwarcu, blendy, chalkopirytu. Napotykane są w Harcu koło Przybramu w Czechach, Kornwalji, Karyntji. Koło Eisenerz w Styrji znane są pokłady, gdzie w wapieniu występuje warstwa przeciętnie 60 m, a miejscami dochodząca do 125 m.

Syderyt z iłem zwykle zupełnie zbity, nie krystaliczny, nosi nazwę syderytu ilastego. O ile tworzy konkrecje, nosi wtedy nazwę sferosyderytu. Do tej kategorji należą złoża rud, występujące niejednokrotnie w karbonie, jak np. w York Shire, Saarbrücken, w Westfalji, na Śląsku i t. d.

Sferosyderyty w Polsce. Występują one w małych ilościach we fliszu karpackim. Dawniej wydobywano sferosyderyty koło Suchej, Cisnej, Straconki, Kamesznicy i t. d. Poważniejszą rolę odgrywają złoża sferosyderytów, występujące w formacji tryjasowej i jurajskiej, stanowią one główne źródło górnictwa żelaznego.

Występują na dwóch obszarach, jeden zachodnio-polski w okolicach Wielunia, drugi w ziemi Radomskiej.

Rudy, napotykane w obszarze Wieluńskim, należą do średniej jury. Charakterystyczną skamieliną jest tutaj amonit z grupy Parkinsonia.

Rudy występują w paru poziomach. W ziemi Radomskiej do tego samego poziomu należy pokład w Parczowie koło Opoczna, dochodzący grubości 2 m. Pozatem znamy cały szereg występowań sferosyderytów w piaskowcach kajprowych w Starachowicach, Niekłaniu, Stąporkowie i t. d.

Mała ilość syderytów występuje również w Tatrach, np. Ornak.

Średnia zawartość żelaza w rudach starachowickich wynosi około 30%, manganu nieco mniej niż 1%. Ponieważ rudy te zawierają koło 30% części lotnych, zawartość żelaza wzmaga się u nich po wyprażeniu do 44%.

Stosunki genetyczne złóż starachowickich posiadają znaczenie ogólniejsze i dlatego zajmiemy się niemi nieco bliżej. Genetycznie ważnem jest, że rudy występują w partjach ilastych o strukturze niesłychanie drobnej. Il ten posiada własność koloidu. Analiza mikroskopowa sferosyderytów wykazuje, że wśród zbitej i niedziałającej na światło spolaryzowane masie ilastej, tkwią kryształki syderytu, które musiały wykrystalizować później, aniżeli otaczająca je masa. Zauważono, że w błotach i torfowiskach może powstawać węglan żelazowy pod przykryciem wód stojących. Substancje humusowe odgrywają rolę koloidów ochronnych, nie dopuszczających do wykrystalizowania węglanu żelaza. Na podstawie tych obserwacyj możemy sobie wyobrazić powstanie złóż syderytów w sposób następujący.

W płytkich, bagnistych zbiornikach słodko-wodnych, których dno ulegało częstym oscylacjom (kilkakrotne powtarzanie się złóż

sferosyderytów) osadzały się namuły ilaste, natury koloidalnej, które absorbowały węglan żelaza. Węglan żelaza z chwilą, kiedy substancje humusowe utraciły moc ochronną, wykrystalizował w masie ilastej, dając nam obraz dzisiejszych sferosyderytów, gdzie w masie ilastej obserwujemy kryształki syderytów.

Blenda cynkowa ZnS krystalizuje w układzie regularnym, barwa brunatna, czasem zielona lub żółta, rysa żółta, twardość 3.5—4, połysk djamentowy.

Galena PbS doskonała łupliwość wzdłuż sześcianu, twardość 2.5, barwa ołowiano-szara, rysa szarawo-czarna, krystalizuje w układzie regularnym, klasie czterdziestoośmiościanu.

Galman $ZnCO_3$ i $H_2 Zn_2SiO_5$. Galmanem nazywamy mieszaninę obu tych minerałów, pierwsza nosi nazwę smitsonitu, druga kalaminu, zabarwioną często na kolor żółty od tlenków żelaza t. zw. galman czerwony.

Piryt FeS_2 krystalizuje regularnie (dwunastościan pentagonalny), w kwasie azotowym rozpuszcza się z wydzieleniem siarki, przy prażeniu wydaje niemiły zapach SO_2, barwa mosiężna, rysa brunatno-czarna, w szlifie nieprzejrzysty. Twardość 6—6½. Wietrzejąc daje siarczan żelaza i kwas siarkowy.

Markazyt jest odmianą rombową pirytu. Bardzo rozpowszechniony minerał.

Blenda cynkowa, galena i galman występują w naszych złożach tryjasowych, o których niżej.

Limonit. Limonit $2Fe_2O_3\,3H_2O$, kryształów nie tworzy, jest często włóknisty, zbity lub ziemisty. Barwa żółtawo-brunatna lub czerwono-brunatna. Rysa żółto-brunatna. Twardość 5—5.5.

Wyróżniamy szereg odmian stosownie do budowy. Jak np. limonit włóknisty; posiada on często budowę włóknisto-promienistą, równocześnie współśrodkowo-skorupową.

Niektóre odmiany limonitu mają budowę oolityczną. Często obserwować można limonity, powstałe ze zwietrzenia syderytów lub pirytów — czego wynikiem są pseudomorfozy limonitu po wspomnianych minerałach.

Na miejscach podmokłych na skutek działania bakteryj tworzą się pokłady rudy darniowej o charakterystycznej strukturze gąbczastej. Zawierają one zawsze większe ilości tlenku fosforu i krzemionkę.

W Szwecji na dnie niektórych jezior tworzą się współcześnie warstwy rudy jeziorowej również za sprawą bakteryj.

Występowanie. Najwięcej znanemi złożami limonitu są złoża francuskie w Lotaryngji, noszące nazwę „Minette“. Wiek tych rud jest średnio-jurajski. Strukturę posiadają oolityczną, występuje w nich domieszka iłu, wapna, krzemionki i fosforu.

Odmianą limonitu są t. zw. rudy bobowe (Bohnerz), których struktura polega na obecności koncentrycznych konkrecji limonitu w lepiszczu żelazisto-ilastem lub piaszczystem. Rudy tego typu spotykamy w południowych Niemczech, Szwajcarji i wschodniej Francji. Powstają one najczęściej jako produkt wietrzenia wapieni, zawierających żelazo i nagromadzają się w zagłębieniach i dziurach skał.

Rudy darniowe znane są w Niemczech, Szwecji i t. d. W Polsce znajdują się w obrębie starych dolin lodowcowych.

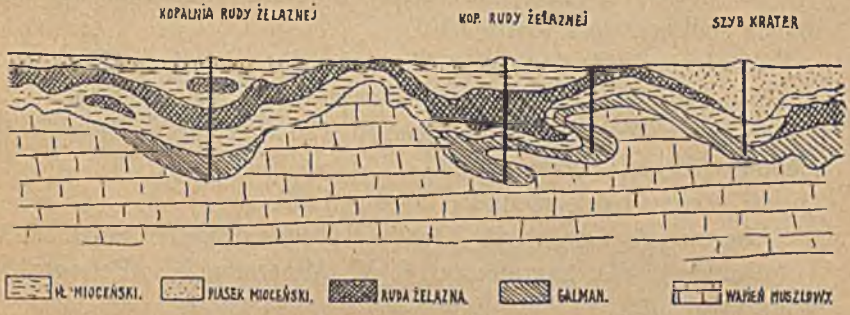


Fig. 45. Przekrój przez północny brzeg rudonośnego zagłębia Bytomskiego.

W Polsce największe złoża limonitu występują w wapieniu muszlowym (średni tryjas) w paśmie, ciągnącym się na zachód od Krakowa na Olkusz, Sławków, Bytom, Tarnowskie Góry.

Rudy żelaza leżą zwykle powyżej cynku i ołowiu. Tworzą one gniazda, wypełniają próżnie i szczeliny w dolomicie i wapieniu.

Ponadto znamy pokłady limonitu w kajprze. Rudy te ciągną się pasem na północ od Będzina przez Górę Siewierską do Mierzęcic.

Na wschodzie występują rudy w dewonie, a to na granicy dolno-dewońskich piaskowców i średnio-dewońskich wapieni.

Dalej znamy rudy w dolnym tryjasie na północnych stokach Gór Świętokrzyskich. Mniejsze, nienadające się do eksploatacji złoża limonitu znamy z Tatr, z piaskowców dolno-tryjasowych w Jaworzynce i Małej Łące.

DZIEŁA SZERZEJ TRAKTUJĄCE NAUKĘ O SKAŁACH.

H. Rosenbusch. Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1910.

M. Lucien Cayeux. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Paris 1916.

K. Andrée. Geologie des Meeresbodens. Leipzig 1920.

G. Tschermak. Lehrbuch d. Mineralogie. Wien u. Leipzig 1921.

F. H. Hatch and R. H. Rastall. The Petrology of the Sedimentary Rocks. London 1923.

F. Rinne. Gesteinskunde. Leipzig 1923.

Jacques de Lapparent. Leçons de Petrographie. Paris 1923.

Poradnik dla Samouków T. V. Mineralogja i Petrografja. Warszawa 1925.

SKOROWIDZ.

A.

Alabaster 137
ałun 81, 90
ametyst 16
amfibol 15
andezyn 16
anhydryt 134, 137
autochton., allochton. powst. węgl. 121
antracyt 119, 122
aragonit 19
arkozy 72
asfalt 117
atole 43, 93

B.

Badania chem. opt. 12, 13
Bacterium calcis 92
bauxit 83, 84
bieg upad warstw 26
bielice 88
blenda cynkowa 142
bytownit 16
bonebed 70
brekcja (okruchowiec) 70
brachiopody 23
brandschifer 122
buły krzemienne 106
butwienie 118

C.

Celuloza 119
chemiczne działanie wody 58—62
cios 30
cipollin 97
clivage 29
cyrkon 17
cytryn 14
czarnoziem 89

D.

Delty 36, 37
Dębnik 98
djageneza 62—64
dynamometamorfizm 98
Drużbaki 97
dolomityzacja wapieni 102

E.

Egzemy 133
egzotyki 71

F.

Fabrykacja cementu 104
facje geologiczne 64, 65
flisz 73, 74
fosforyty
Funafuti 93

G.

Gagat 122
gąbki 20
galena 142
galman 142
gaz ziemny 112, 113
geneza ropy 112, 113
gips 133, 137
glaukonit 17
gleba 87
globigerynowy muł 49
glony 21
glina 82
glina morenowa 82, 83
glinki ogniotrwałe 82
głowonogi 24
granat 17

H.

Hieroglify 74
hydrargilit 84

I.

Il 80, 81
il ałunowy 81
il sukienniczy 81, 82
il ogniotrwały 82
il czerwony głębokomorski 51, 52
iłołupek 89
insolacja 34

J.

Jamneński piaskowiec 77

K.

Kalcyt 18
kainit 135
kaolin 82, 83, 84
Karabugas 53
karnalit 133, 135
kizeryt 133
kompas górniczy 26
konglomeraty (zlepieńce) 70, 71
korale 22
kotły, marmity 35
kreda 96
kreda łąkowa 97
kryształ górski 14
Kwaczała 72
kwarc 14
kwarcyty 79, 80

L.

Labradoryt 16
lateryt 85
lignit 130, 131
limonit 142
litotamnium 22
lód działanie 55—57
löss 85, 86
lydyt 106

Ł.

Łupki bitumiczne 110
łupki iłowe 89
łupki posidoniowe 117

M.

Marmur 97
margiel 104, 105
markazyt 142
martwica 97, 101
martwica krzemionkowa 106
meandry 36
miąższość 24
mięczaki 14
mierzeje 40
miki 16, 17
mikrolin 16
mikroskop polaryzac. 10, 11
minerały skałotwórcze 13
muł wapienny 47
„ globigerynowy 49, 50
„ pteropodowy 50
„ radjolariowy 51
„ okrzemkowy 51
muskowit 16
mszywioły 23
mylonity 70

N.

Nagelfluh 71
Niagara 35
Niezwiska 108
nummulitowy wapień 95

O.

Ochsenius 53, 54
ofikalcyt 97
okrzemki 19
oligoklaz 16
oliwin 15
oolit ikrowiec 44, 45, 96
opal 15
optycz. met. bad. miner. 8—11
ortoklaz 15
orsztyn 87—89
osady jeziorne 52—55
osady morskie 40, 41
„ litoralne 42
„ szelfowe 45
„ hemipelagiczne 45
„ eupelagiczne 46
„ glaukonityczne 46
otwornice 19
ozokeryt 118

P.

Piasek 69, 70
piaskowce 72—79
piryt 142

plagioklaz 16
polihalit 133
popioł 124
promieniowce 20

R.

Rafy koralowe 43, 93
rędziny 89
Rippel Marks 27
Rogożnik 94
ropa naftowa 110—112
rudy 137—140
rutyl 17

S.

Sanidyn 15
sapropel 67, 118
ścieralność 30, 31
selekcja 68
selenit 136
sferosyderyty 141
siarka 108—110
siodła naftowe 114, 115
ślimaki 24
skalenie 15, 16
skały krzemionkowe 105—107
smoła 129
sól 132—135
Solenhofen 97
stalagmity, stalaktyty 97
strop-spąg 24
struktura skał osad. 66, 67
sucha destyl. węgla 129
szarowaka 71
szlify 8
syderyt 140
sylwin 140

T.

Terasy morskie 38
Tivoli 97
torf 120, 121, 132
torfienie 118
transgresje morskie 28, 29, 39
transportowa siła wody rzek 35

W.

Wapienie 90—101
wały brzeżne 40
wartość kaloryczna węgl. 125
wavelit 80, 81
węgle 110, 118—128
węgle brunatne 130—132
wiatr działanie 57, 58
wichrowate uwarstwienie 27
wietrzenie 33

V.

Verrucano 71

Z.

Zapas węgla zagł. śląskiego 129
złoża węgl. autochton., allochton. 121
złoża ropy 114, 115, 116
złoże stassfurckie 53
zuber 134.

SPROSTOWANIA.

Str. 15 wiersz 20 od dołu *zamiast* zajmuje *ma być* zajmiemy

„ 22 punkt 2) i następne *ma być:*

2) ze zlepionych ziarenek kwarcu, lub innych fragmentów, grupa *Agglutinantia.*

3) z wapienia zbitego, skorupka pozbawiona otworków z wyjątkiem jednego, grupa *Calcarea imperforata,* należą tutaj: *Orbitolina, Alveolina, Miliola* i t. d.

4) posiadają skorupkę porowatą, stąd nazwa *Calcarea perforata,* należą tutaj: *Globigerina,* występująca masowo w t. zw. mule globigerynowym, przedewszystkiem w Atlantyku, *Fusulina,* skałotwórczo w górnym karbonie morskim np. w Rosji. *Nummulity,* dochodzące do rozmiarów bardzo znacznych. Występują masowo w eoce, nie, na obszarze dawnego morza Śródziemnego; w Polsce Tatry. Karpaty.

Str.	23, fig. 10	*zamiast*	briozoon,	*ma być*	briozon
„	25, wiersz 10 od góry	„	warst	„ „	warstw
„	29, sygnatura (fig. 16)	*ma być*	w wierszu 16 od dołu		
„	41, uwaga, po słowie patrz	„ „	na		
„	60, wiersz 1 od góry	*zamiast*	dwutlenka,	*ma być*	dwutlenku
„	67, wiersz 15 od dołu	„	1·05	„ „	0·05
„	107, wiersz 7 od góry	„	$FCa_5P_3O_{12}$	„ „	$FlCa_5P_3O_{12}$.

SPIS RZECZY.

I. CZĘŚĆ OGÓLNA.

Str.

Cel petrografji . . . . . 7—8
Badania optyczne . . . . . 8—12
Badania chemiczne . . . . . 12—13
Minerały skałotwórcze . . . . . 13—19
Organizmy skałotwórcze . . . . . 19—24
Uwarstwienie, bieg i upad warstw . . . . . 24—28
Łupliwość, cios 29
Badania techniczne . . . . . 30—32
Powstawanie skał osadowych . . . . . 32—34
Działanie insolacji 34
Działanie mechaniczne wody płynącej . . . . . 34—36
Delty jeziorne i morskie . . . . . 36—37
Działanie mechaniczne wody morskiej 38
Terasy morskie, transgresje, mierzeje, lida, wały . . . . . 38—40
Osady morskie . . . . . 40—42
Osady litoralne czyli brzeżne 42
Osady przybrzeżne . . . . . 42—45
Osady szelfowe 45
Osady hemipelagiczne . . . . . 45—46
Osady glaukonityczne . . . . . 46—47
Muł wapienny . . . . . 47—48
Osady eupelagiczne . . . . . 48—49
Muł globigerynowy . . . . . 49—50
Muł pteropodowy 50
Czerwony ił głębokomorski . . . . . 50—51
Muł radjolariowy 51
Muł okrzemkowy 51
Przegląd osadów morskich 52
Osady jeziorne, chemiczne . . . . . 52—55
Działanie lodu . . . . . 55—56
Działanie wiatru . . . . . 56—58
Działanie chemiczne wody . . . . . 58—59
Przeobrażenie oksydacyjne . . . . . 59—60
Przeobrażenia na skutek przyłączania wody 60
Przeobrażenia na skutek redukcji 60

Str.
Przeobrażenia wywołane przez wodę zaw. bezwod. węgl. . . . . 60—62
Djageneza . . . . . 62—64
Facje geologiczne . . . . . 64—66
Struktura skał osadowych . . . . . 66—67

II. Systematyka.

Piaski . . . . . 68—70
Brekcje . . . . . 70—71
Konglomeraty . . . . . 71—72
Arkozy . . . . . 72—73
Piaskowce, flisz . . . . . 73—80
Piaskowce kwarcytowe i kwarcyty . . . . . 80—81
Il, kaolin, gliny morenowe . . . . . 81—84
Bauxit . . . . . 84—85
Lateryt 85
Löss . . . . . 85—87
Gleba, orsztyn . . . . . 87—88
Iły łupkowe, łupki ilaste . . . . . 80—90
Wapienie . . . . . 90—93
Rafy przybrzeżne, barjerowe, atole 93
Tworzenie się wapieni . . . . . 93—95
Rodzaje wapieni . . . . . 95—96
Kreda 96
Trawertyn i martwica 97
Marmur 97
Wapienie Polski . . . . . 98—101
Martwice i trawertyny Polski 101
Dolomit . . . . . 101—103
Margiel . . . . . 104—105
Skały krzemionkowe 105
Lydyt 106
Ziemia okrzemkowa 106
Martwica krzemionkowa, rogowce, łupki menilitowe 107
Fosforyty . . . . . 107—108
Siarka . . . . . 108—110
Kopaliny polne, skł. chem. wart. kalor. rozpuszczal. destyl. własn. opt. 110—112
Gaz ziemny 112
Złoża . . . . . 113—115
Złoża w Polsce . . . . . 115—116
Geneza ropy . . . . . 116—117
Ozokeryt, asfalt . . . . . 117—118
Węgiel, powstanie złoża autochtoniczne, allochtoniczne, limniczne i paraliczne. Analizy węgli, rodzaje w., wartości kaloryczne 118—126
Występowanie węgli . . . . . 126—127
Polska, złoża węglowe . . . . . 127—129
Sucha destylacja węgla . . . . . 129—130
Węgiel brunatny . . . . . 130—131

Str.
Lignity podolskie, grupa wielkopolska . . . . . 131—132
Torf 132
Sól kamienna . . . . . 132—133
Występowanie, skład chemiczny soli . . . . . 133—135
Sylwin, Karnalit, Kainit 135
Gips, anhydryt . . . . . 135—137
Rudy, syngenetyczne, epigenetyczne, kontaktowe . . . . . 137—139
Teorje o powstaniu rud . . . . . 139—140
Przegląd ważniejszych rud . . . . . 140—142
Występowanie 143
Spis ważniejszych podręczników 144
Skorowidz . . . . . 145—147
Sprostowania 148
Mapa rozprzestrzenienia współczesnych osadów morskich.
Własności techniczne niektórych skał Polski.
Mapa zaopatrzenia Polski w materjały budowlane.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach

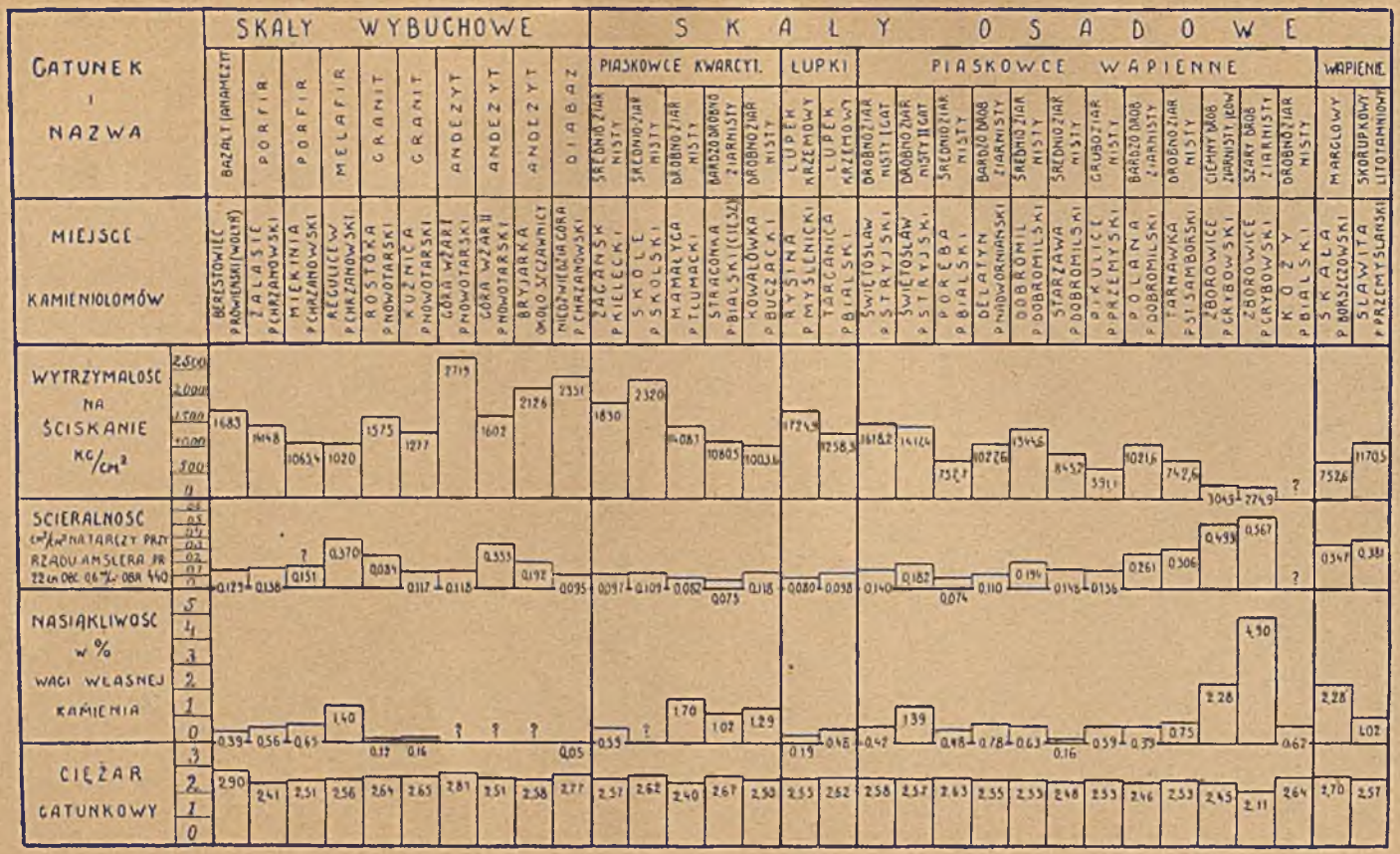
Mapa rozprzestrzenienia współczesnych osadów morskich wraz z średnią i ostateczną granicą pływających lodów
(według I. Murray'ego, E. Philippiego i K. Andrée'go).

1. Muł globigerynowy. — 2. Czerwony ił. — 3. Litoralne (brzeżne i szelfowe) i hemipelagiczne osady. — 4. Muł diatomeowy. 5. Muł radiolariowy. — 6 Muł pteropodowy. — 7. Rafy koralowe.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach

Własności techniczne niektórych skał Polski

(według M. Nestorowicza).



Mapa zaopatrzenia Polski w materjały budowlane (według M. Nestorowicza).

OBJAŚNIENIA.

1. Miejscowości posiadające kamień narzutowy lub kamieniołomy z pokładami skał krystalicznych.

1a. Miejscowości zaopatrzone w materjały — jak wyżej — niedostatecznie, wymag. dowozu z innych miejscowości.

2. Miejscowości posiadające pokłady osadowe, nadające się dla celów budowlanych.

2a Miejscowości zaopatrzone w materjały — jak wyżej — niedostatecznie, wymag. dowozu z innych miejscowości.

3. Miejscowości posiadające pokłady osadowe słabe, nieodpowiednie dla celów budowlanych.

3a Miejscowości zaopatrzone w materjały — jak wyżej — niedostatecznie, wymag. dowozu z innych miejscowości.

4. Miejscowości nieposiadające żadnych materjałów miejscowych.

WAŻNIEJSZE KAMIENIOŁOMY

(liczby w kole).

1. Klesów, pokłady granitowe. — 2. Krutaja Słobodka, pokłady granitowe. — 3. Tomaszgród i Rokitno, pokłady granitowe. — 4. Okolice Ludwipola, pokłady granitowe. — 5. Korzec i okolice, pokłady granitowe, gnajsowe i diorytowe. — 6. Berestowiec, pokłady bazaltu. — 7. Podłużne, pokłady bazaltu. — 8. Polica, pokłady bazaltu. — 9. Zagnańsk, piaskowiec kwarcytowy. — 10. Międzygórz, piaskowiec kwarcytowy. — 11. Annopol, piaskowiec kwarcytowy. — 12. Kozy, twardy piaskowiec wapienny. — 13. Miękinia, pokłady porfiru. — 14. Niedźwiedzia góra, pokłady diabazu. — 15. Regulice-Alwernja, pokłady porfiru. — 16. Libiąż, pokłady dolomitu. — 17. Huta Szczerzecka, pokłady piask. kwarcyt. — 18. Skole, pokłady piaskowca wapiennego. — 19. Niżniów-Mamałyga, pokłady piaskowca wapiennego. — 20. Delatyn, pokłady piaskowca wapiennego. — 21. Mikuliczyn, piaskowiec kwarcytowy. — 22. Mełno, piaskowiec kwarcytowy. — 23. Okolice Morskiego Oka, pokłady granitowe. — 24. Okolice Czorsztyna, pokłady andezytu.

BG Politechniki Śląskiej
nr inw.: 102 - 134356
Dyr.1 134356