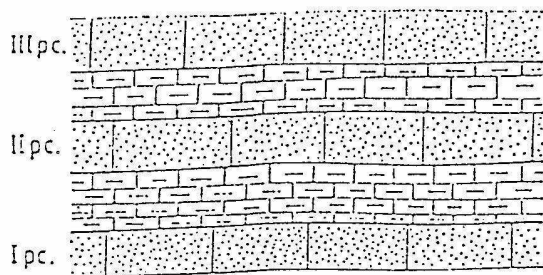
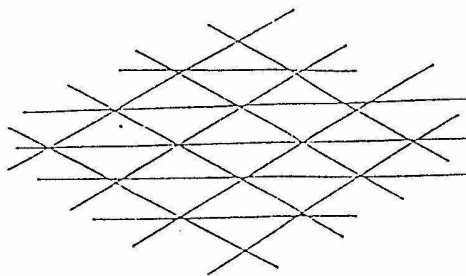


1

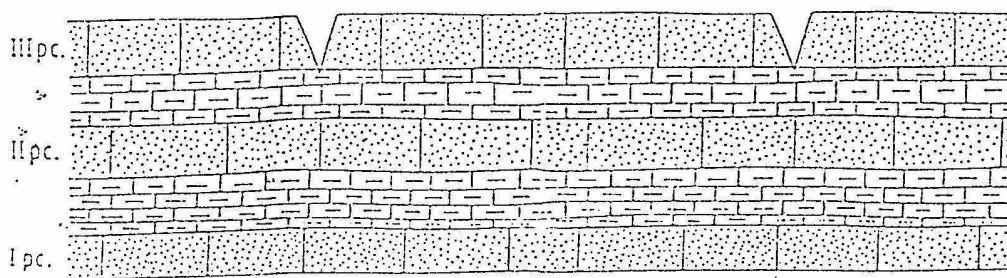
ETAPY POWSTAWANIA GÓR STOŁOWYCH



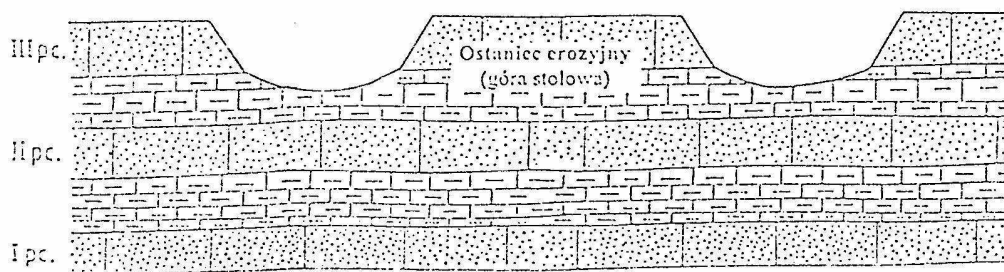
Etap 1) Sedymentacja, powstanie ciosu diagenetycznego.



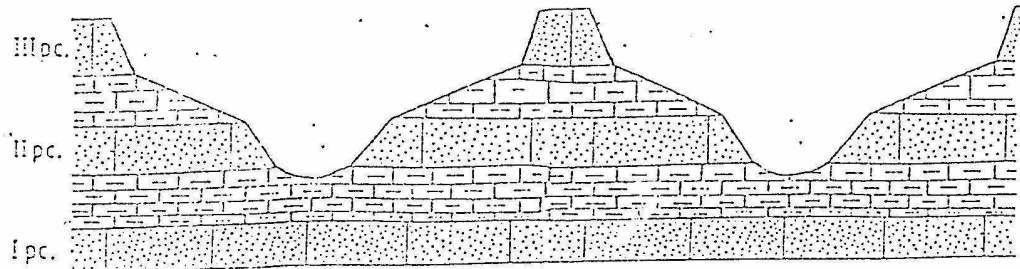
Etap 1 c.d.) 3 systemy ciosu widoczne w płycie III piaskowca ciosowego (III pc) - widok z góry.



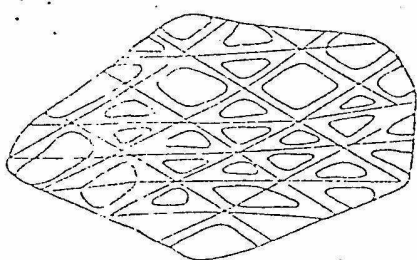
Etap 2) Rzeki wcinają się w III pc. Dominuje erozja rzeczna dłenna w III pc i powierzchniowe ruchy masowe (pm) - obrywy w piaskowcach. Powstaje dolina V-kształtna.



Etap 3) Rzeki meandrują po niższym kompleksie margli. Dominuje erozja rzeczna boczna w III pc i pm: obrywy i spływanie po marglach bloków piaskowca, odpajanych wzdłuż szczelin ciosowych. Strome stoki zbudowane z III pc są niszczone przez er. i pm. W niższych marglach, ze względu na ich spójność, szybkość erozji się zmniejsza - powstaje płaskodenna dolina.

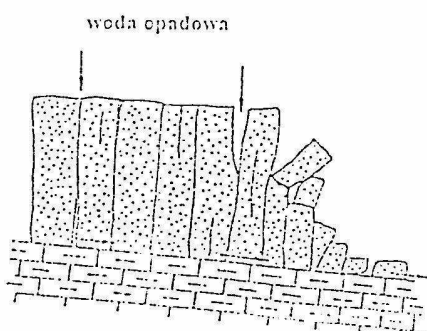
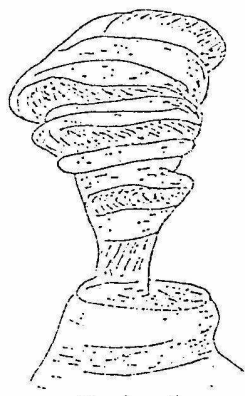


Kolejne etapy to powtórzenie etapów 2 i 3, ale w odniesieniu do coraz głębszych kompleksów piaskowców i margli.



Widok z góry na ostatnie erozyjne (góre stołowe).

Góry Stołowe to ostatnie erozyjne, wypreparowane dzięki erozji rzecznej i powierzchniowym ruchom masowym. Do nich erozja rzeczna jeszcze nie dotarła. W ostańcach erozyjnych dominuje erozja wód opadłowych i szelfowe wymywanie jej produktów. Erozja taka rozwija się od szczelin ciosowych, a najintensywniej - od miejsc przecinania się szczelin.



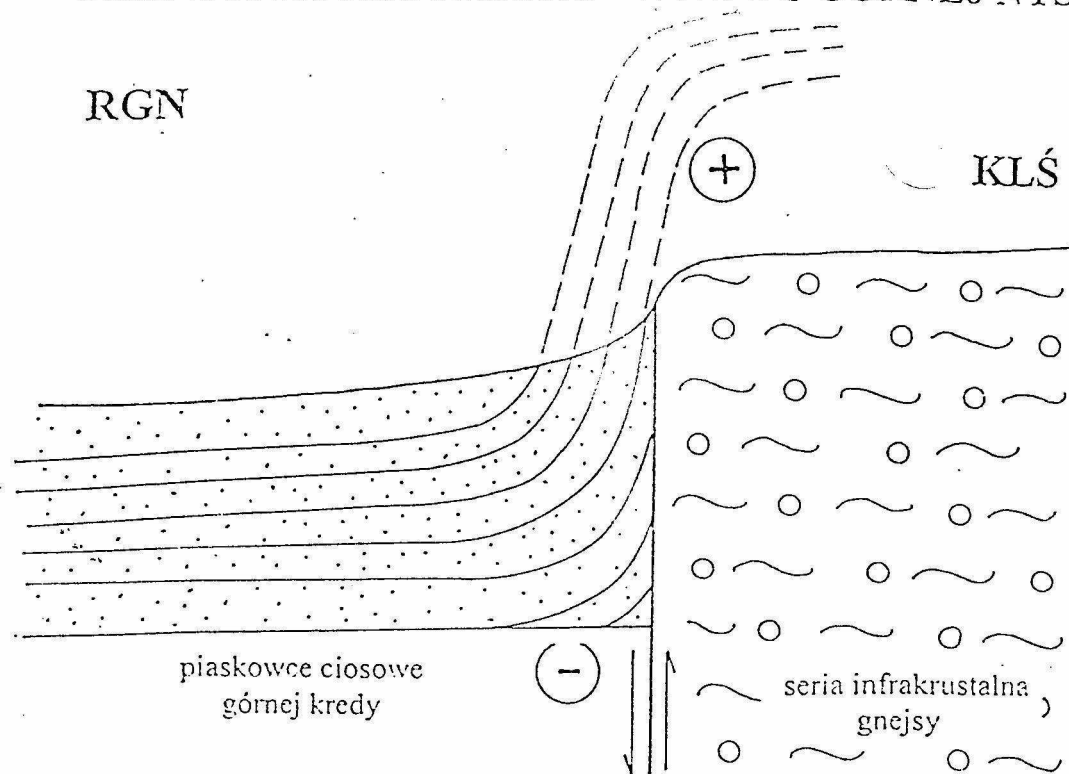
woda opadowa

Zjawiska widoczne w Górach Stołowych

- grzyby skalne - efekt większej podatności na wietrzenie niższej warstwy grzyba niż wyższej oraz silniejszego działania wilgoci w dolnej części grzybów;
- warstwowanie równoległe i przekątne wielokształtne (zwłaszcza widoczne na Szczelińcu i w Adrspaskich Skałach);
- okrągłe wgłębienia w ścianach skalnych (słabsze spójność);
- niezwykłe regularne płaszczyzny ciosowe (zwłaszcza widoczne w Błędnych Skałach);
- prawidłowe ułożenie skał, czasem bez obrotu (widoczne np. z drogi pod Szczelińcem).

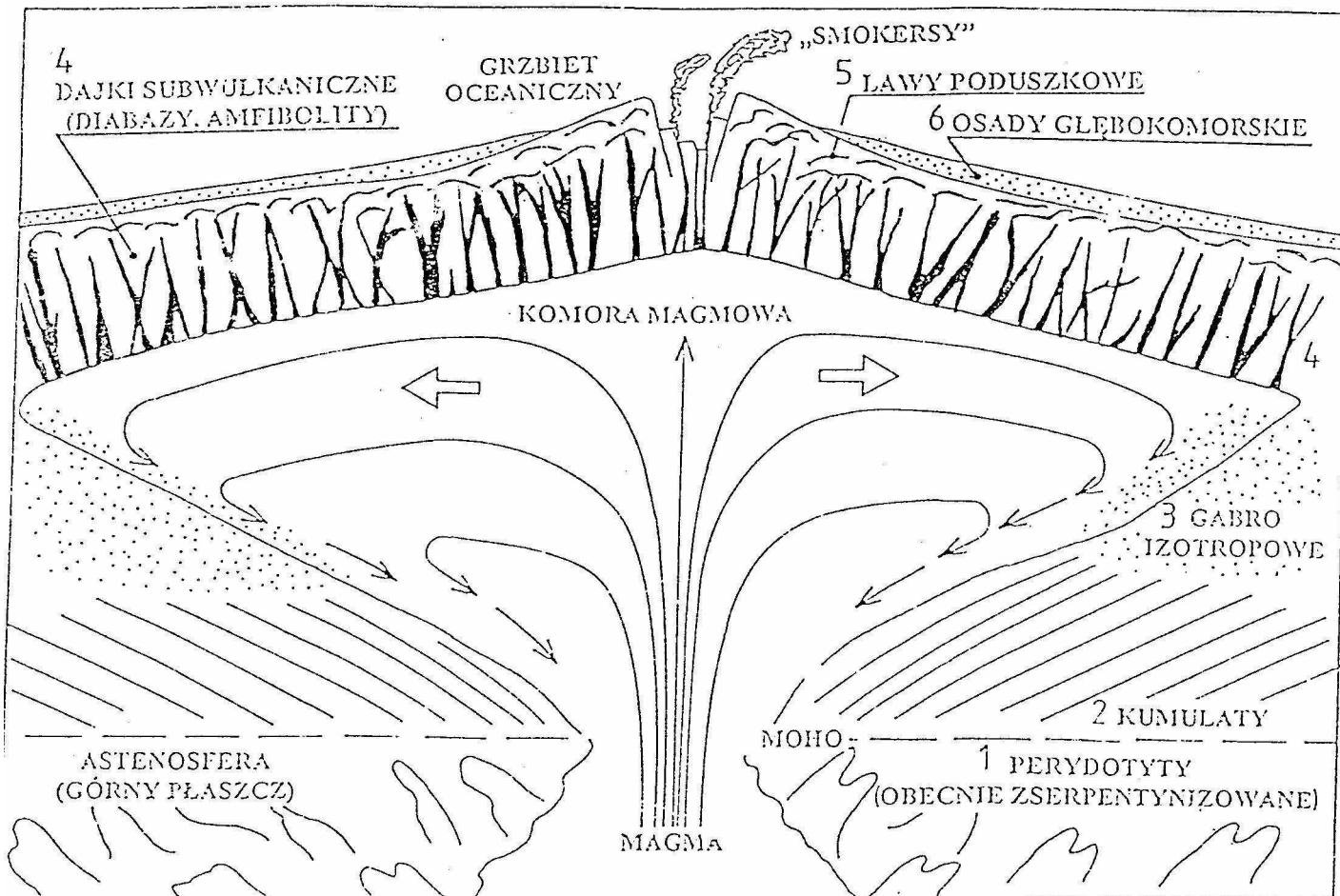
4

FLEKSURA PRZYUSKOKOWA KRAJU GÓRNEJ NYSY



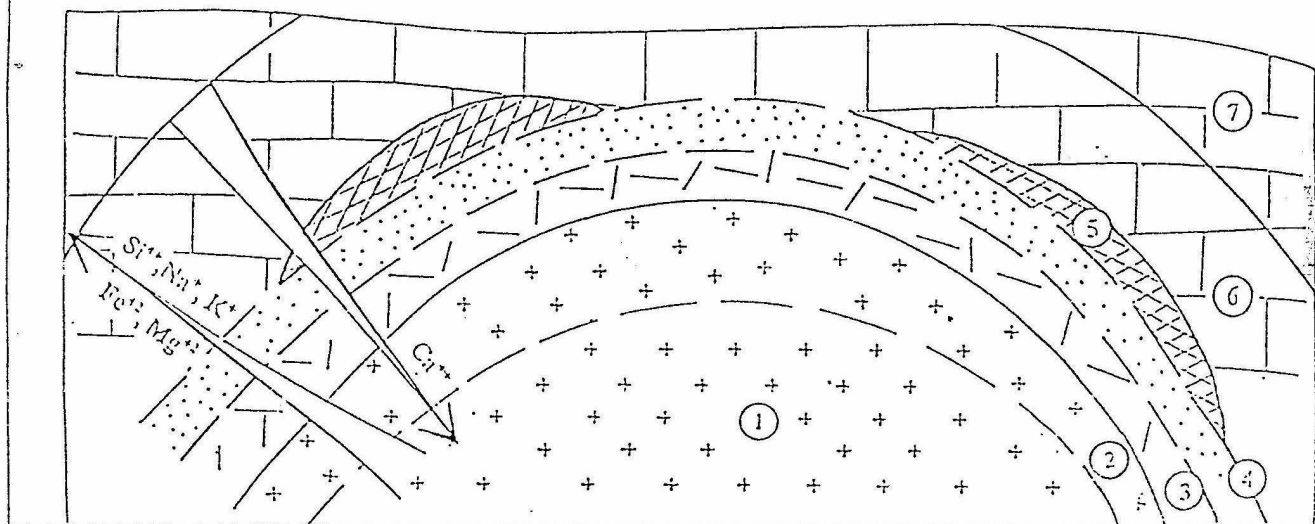
5

MODEL AKRECJI SKORUPY OCEANICZNEJ



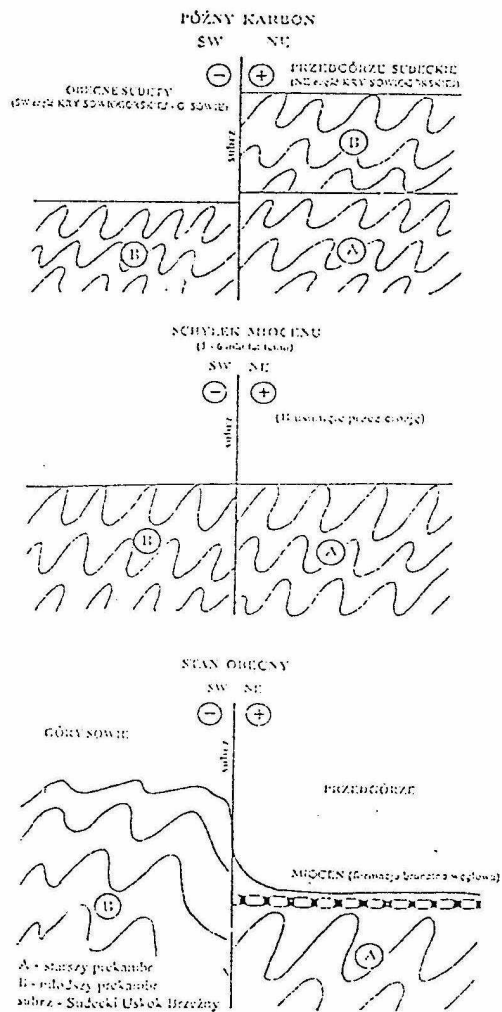
STREFA KONTAKTU INTRUZJI KŁODZKO ZŁOTOSTOCKIEJ
Z WĄPIENIAMI STRUKTURY BARDZKIEJ W PODZAMKU

7 - NIEZMIENIONY WAPIEŃ



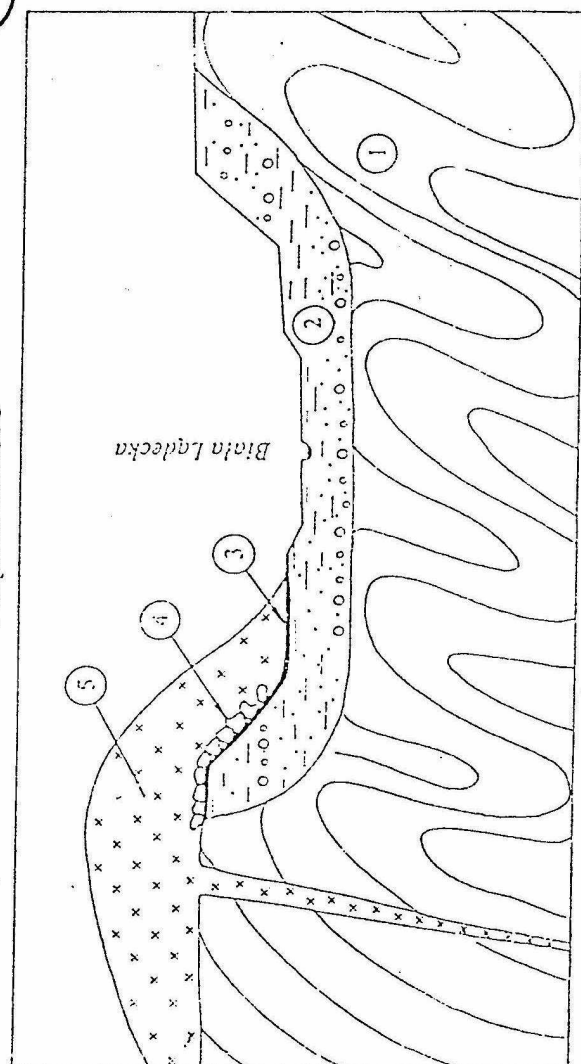
7

HISTORIA SUDECKIEGO USKOKU BRZEŻNEGO



8

SCHEMATYCZNY PRZEKRÓJ PRZEZ POKRYWĘ ŁAWOŃ
W ŁADKU ZDROJU



J - krystalinik Ladka - Sněžník 2 - aluvium podél řeky

Metamorfik kłodzki



Serie krystaliczne

Metamorfik kłodzki jest niewielką jednostką geologiczną, odsłaniającą się na obszarze około 100 km² w okolicach Kłodzka i w dolinie Ścinawki Kłodzkiej. Krystaliczne utwory metamorfiku kłodzkiego są dość różnorodne, ale stopień przeobrażenia skal jest na tyle mały, że można z dużym prawdopodobieństwem określić ich pierwotny charakter.

Sekwencja pierwotna	Sekwencja obecna
Zasadowe wulkanyty, głównie diabazy i ich tufy (<i>dolny devon?</i>).	Masywne metadiabazy (zielenice) i amfibolity z lokalnymi, podziędnymi wtarceniami meta-ryolitów, przechodzące ku NW w masywne skały metagabrowe i gabroidowe.
Skały osadowo-piroklastyczne-efuzywne z przelawieniami wapieni, piaszczowców i ługów oraz nieliczne wylewy law kwasnych typu ryolitów (<i>górny devon, sylur?</i>).	Łupki krystaliczne (chlorytowe, chloryto-wo-epidotowe, epidotowo-amfibolowe i amfibolitowe) z licznymi wtarceniami i przeławieniami wapieni krystalicznych i wapieni dolomitowych, a podziędnie także - ługów, kwarcytów i metaryolitów.
Utwory fliszoidalne: pelitowe i piaszczysto-pelitowe z przewaszczeniem wapieni i ługów (<i>górny sylur</i>).	Różne odmiany ługów i łupków sercytowych i sercytowo-kwarcytowych z wtarceniami metalugów i wapieni krystalicznych.

Pierwotna seria skalna (o łącznej miąższości do 2 km) została w środkowym dewonie sfaldowana i zmetamorfizowana w warunkach **facji zielenicowej**. Jedynie lokalnie, w stryficznych zaburzeniach tektonicznych (między Ścinawką Dolną a Gologowami) występują, oprócz typowych mylonitów, także blastomyloniczne gnejsy albitowo-sercytowe i granitoidy, uważane za produkty metasomatozy (głównie albityzacji) dynamometamorficznie zniekształconych skal macierzystych.

Pokrywa osadowa

Na sfaldowanych utworach metamorficznych leży niezgodnie tzw. **autochtoniczny dewon kłodzki**, czyli utwory dewonu górnego, nie wykazujące znamion metamorfizmu. Rozpoczynają się średnio- i drobnozianiste zlepienie, o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, złożone ze słabo obtoczonych i źle wysortowanych fragmentów skal podłoża metamorficznego, spojonych materiałem piaszczysto-wapnistym. Ku górze udział okruchów i wielkość ziarn maleją, wzrasta natomiast udział materiału węglanowego. Pakiet okrucowy przechodzi w ten sposób stopniowo w kilkudziesięciometrowy kompleks gruzlowych, początkowo jeszcze silnie zapiaszczonych, wapieni. Jest to więc typowa sekwencja transgresywna, utworzona przez wkraczające na ląd morze.

Wprowadzenie

Geologiczne makrostruktury Polski

Na obszarze Polski można wyróżnić cztery duże regiony o odmiennej budowie geologicznej:

- 1 platformę wschodnioeuropejską z fundamentem krystalicznym pod pokrywą skal osadowych o miąższości do 5 km;
- 2 bruzdę środkowopolską, wypełnioną osadami permu i mezozoiku o miąższości 8 - 12 km;
- 3 blok dolnośląski ze strukturą śląsko-morawską, utworzoną w znacznej części ze skal krystalicznych;
- 4 pasmo fałdowe Karpat, w którym dominują młode skały osadowe, a zwłaszcza - dużej miąższości serie fliszowe, nasunięte z południa na północ.

Blok dolnośląski

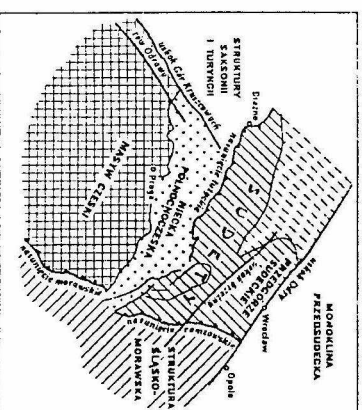
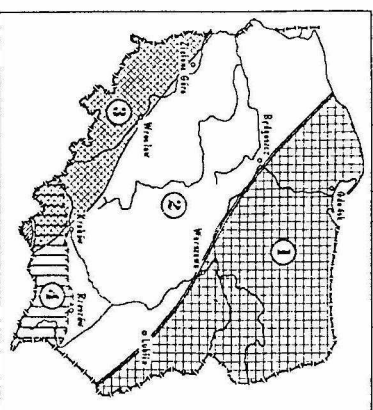
Blok dolnośląski zajmuje w Polsce obszar między dolinami Odry i Nysy Łużyckiej. Jego część południowa znajduje się na terenie Czech, a zachodnia - na terenie Niemiec, gdzie obejmuje Łużycę.

Ten wielki element strukturalny jest z trzech stron ograniczony dyslokacjami:

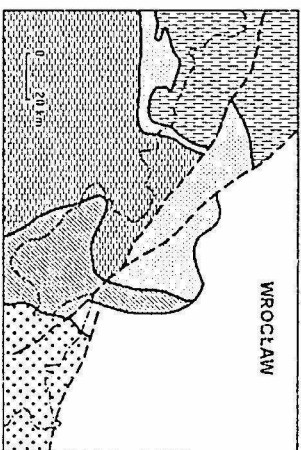
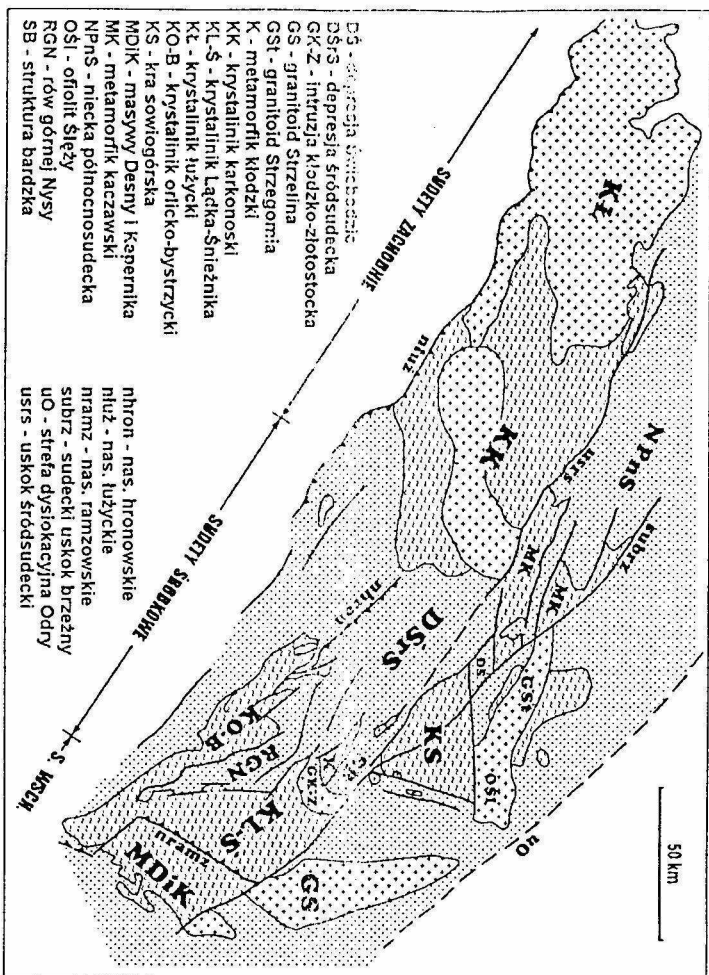
- na SW nasunięcie łużyckie oddziela go od masywu czeskiego;
- na E nasunięcie ramzowskie oddziela go od struktury śląsko-morawskiej;
- na NE strefa dyslokacyjna Odry oddziela go od monokliny przedsudeckiej.

Sudecki uskok brzeżny

Blok dolnośląski dzieli się na Sudety i Przedgórze Sudeckie, pomiędzy którymi przebiega sudecki uskok brzeżny, ciągnący się na przestrzeni ok. 150 km i utrzymujący kierunek SE-NW (tzw. *kierunek sudecki*). Uskok jest bardzo głęboką dyslokacją (przemieszczającą powierzchnię Moho) o założeniach sięgających co najmniej późnego karbonu. Aż do schyłku miocenu (ok. 5 - 6 mln lat temu) wypiętrzane było skrzydło NE, wskutek czego blok przedsudecki odsłania skały i struktury, które niegdyś leżały 5 km głębiej (w stosunku do Sudetów). Amplitudę ruchu trzecio- i czwartorzędowego szacuje się na 140 - 180 m.



Budowa geologiczna Sudetów (i całego bloku dolnośląskiego) jest niezmiernie skomplikowana: stanowią one mozaikę wielu mniejszych, wyraźnie różniących się od siebie jednostek. Przyczyną tego faktu jest ich długa, sięgająca prekambriu historia, w czasie której wielokrotnie miały miejsce intensywne ruchy skorupy ziemskiej, często połączone z plutonizmem, wulkanizmem i metamorfizmem.



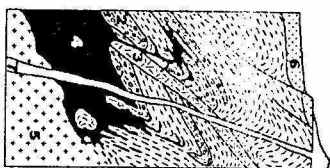
Metamorfik Łądko-Śnieżnika

Metamorfit (kryształnik) Ładka-Smieżnika, położony w południowo-wschodniej części Sudetów Środkowych, jest drugim - obok kry sowskiego - obszarem występowania skal silnie zmetamorfizowanych. Budują go przede wszystkim dwa kompleksy skalne:

- **suprakrystalna, mezometamorficzna seria stronska**, wykształcona jako łupki mikowe i paragnejsy plagioklazowe, przekładane kwarcytami, marmurami i amfibolitami;
- **infrakrystalny kompleks gnejsowy**, reprezentowany przez dwie podstawowe odmiany strukturalno-teksturane: gruboziarniste gnejsy ockowe (*gnejsy śnieżnickie*) i drobnoziarniste gnejsy migmatyczne (*gnejsy gierałkowski*); wśród tych drugich występują wkładki i soczewki granulitów i eklogitów.

Podręcznymi elementami metamorfiku Ładka-Snieżnika są: wartyjskie granitoidy, młodopaleozoiczne zlepienie oraz młodotrecziorzędowe żywiry i bazalty.

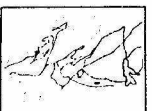
Niezmiernie zawila budowa geologiczna, jak również wysoki stopień zmetamorfizowania większości skał powodują, że odtworzenie historii metamorfizmu i tektoniki jest bardzo trudne. O ile nie ulega raczej wątpliwości, że materiałem wyjściowym dla utworów serii stronskiej były miększe (7 - 8 km), piaszczysto-mułowe i wapienno-margliste, morskie osady najwyższego proterozoiku i wczesnego kambru, o tyle wiek i geneza kompleksu gnejsowego należą do najbardziej kontrowersyjnych zagadnień geologii Sude-tów. W świetle wyników najnowszych badań geochemicznych i radiometrycznych wydaje się, że obie odmiany gnejsów są pochodzenia magmowego, ale powstały z odrębnych intruzji, które miały miejsce około 465 mln lat temu (protolit gnejsów gieratowskich) i około 395 mln lat temu (protolit gnejsów śnieżnickich).



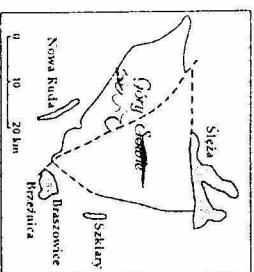
- 1 - seria strońska,
- 2 - gr. śnieżnickie,
- 3 - mylonity,
- 4 - gn. gieratowskie,
- 5 - granitoidy,
- 6 - skały osadowe,
- 7 - wulkanity.

Dzięki obecności (w serii stronskiej) grubych soczew marmurowych, masyw Śnieżnika jest jednym z nielicznych w Sudetach obszarów występowania zjawisk krasowych. Najbardziej efektywnym ich przejawem jest odkryta w 1966 roku Jaskinia Niedźwiedzia. Została ona wypreparowana w soczewce marmurów kalcytowo-dolomitowych; łączna długość znanych jej korytarzy przekracza 2 km. Cechuje się niezwykle bogatą i urozmaiconą szatą naciekową. Wiek jaskini nie jest jednoznacznie określony; wydaje się jednak, że jest ona formą młodą - prawdopodobnie plioceniską.

Ofiolity sudeckie



Występowanie



Skaly ultrazasadowe i zasadowe występują w Sudetach na obrzeżeniu bloku sowiogorskiego, gdzie tworzą cztery odstające się na powierzchni masywy: Słęża, Szklary, Baszów-Brzezina i Nowej Rudy. Badania geofizyczne i wiechnicze sugerują, że ich rzeczywisty zasięg jest wielokrotnie większy; prawdopodobnie łączą się one ze sobą i podciągają blok sowiogorski (przynajmniej od NE) i strukturę bardzo. Skaly te były uważane za intruzję bądź protruzję magm ultramaficznych i maficznych; obecnie niemal powszechnie uznaje się, że są to ofiolity, czyli fragmenty skorupy oceanicznej, oderwane od niej w procesie subdukcji i przyłączone do bloku sowiogorskiego.

Litolgia

W ofiolitach sudeckich rozpoznano, fragmentarycznie zachowane, wszystkie podstawowe człony sekwencji ofiolitowej:

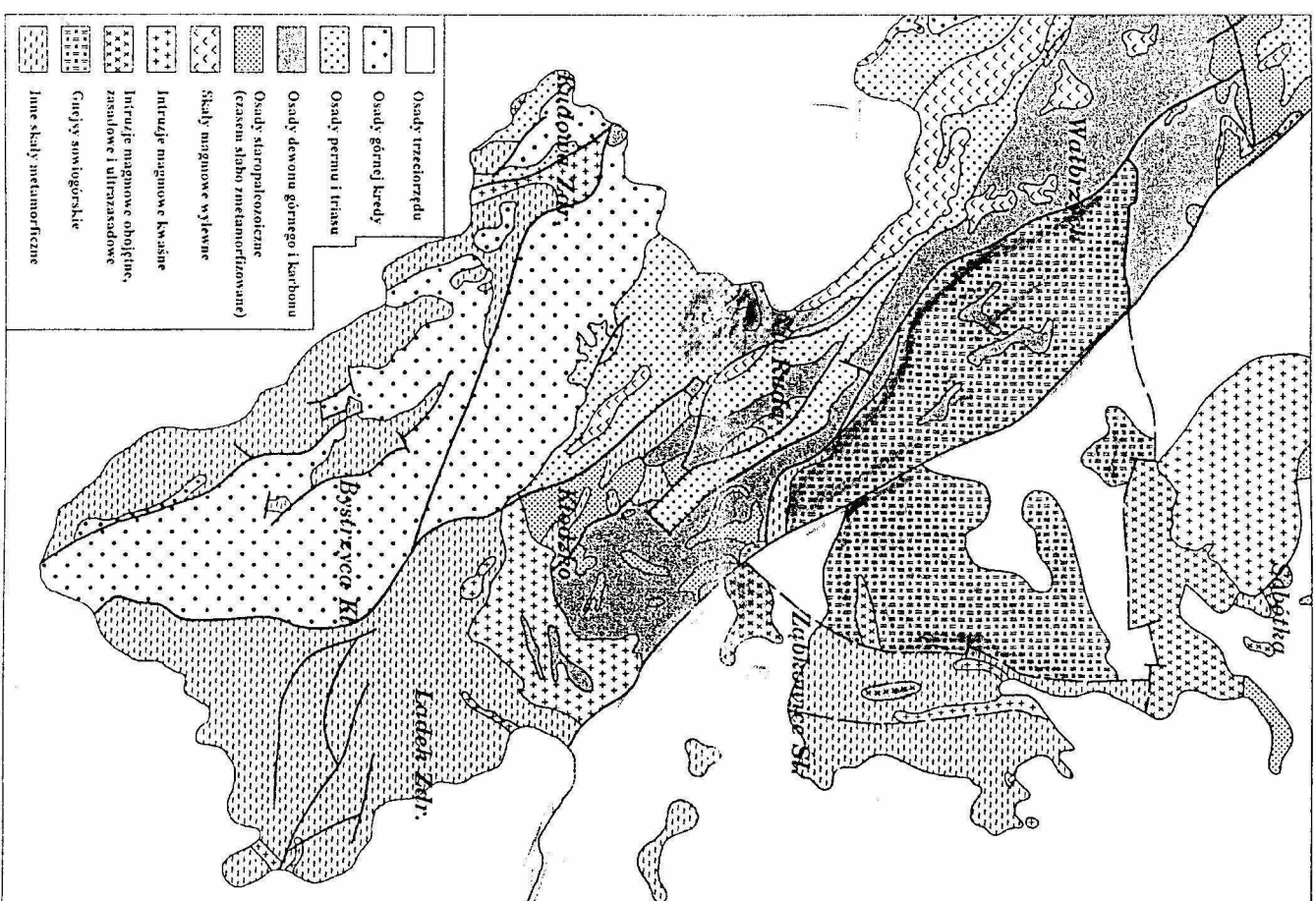
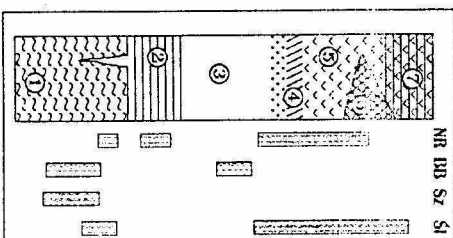
- pertynity oraz zserpenylinizowane pertydolyty (1);
- kumulatory, wykształcone głównie jako piroksenity oraz gabry i anortozyty (2);
- gabry izotropowe, zwykle diagenowe i gruboziarniste (3);
- subwulkanity, wykształcone w postaci dajek diabazów (amfibolitów) (4);
- wulkanity, reprezentowane przez diabazy (5), lawy poduszkowe (6) oraz przeobrażone w zielenie tufy bazaltowe (7).

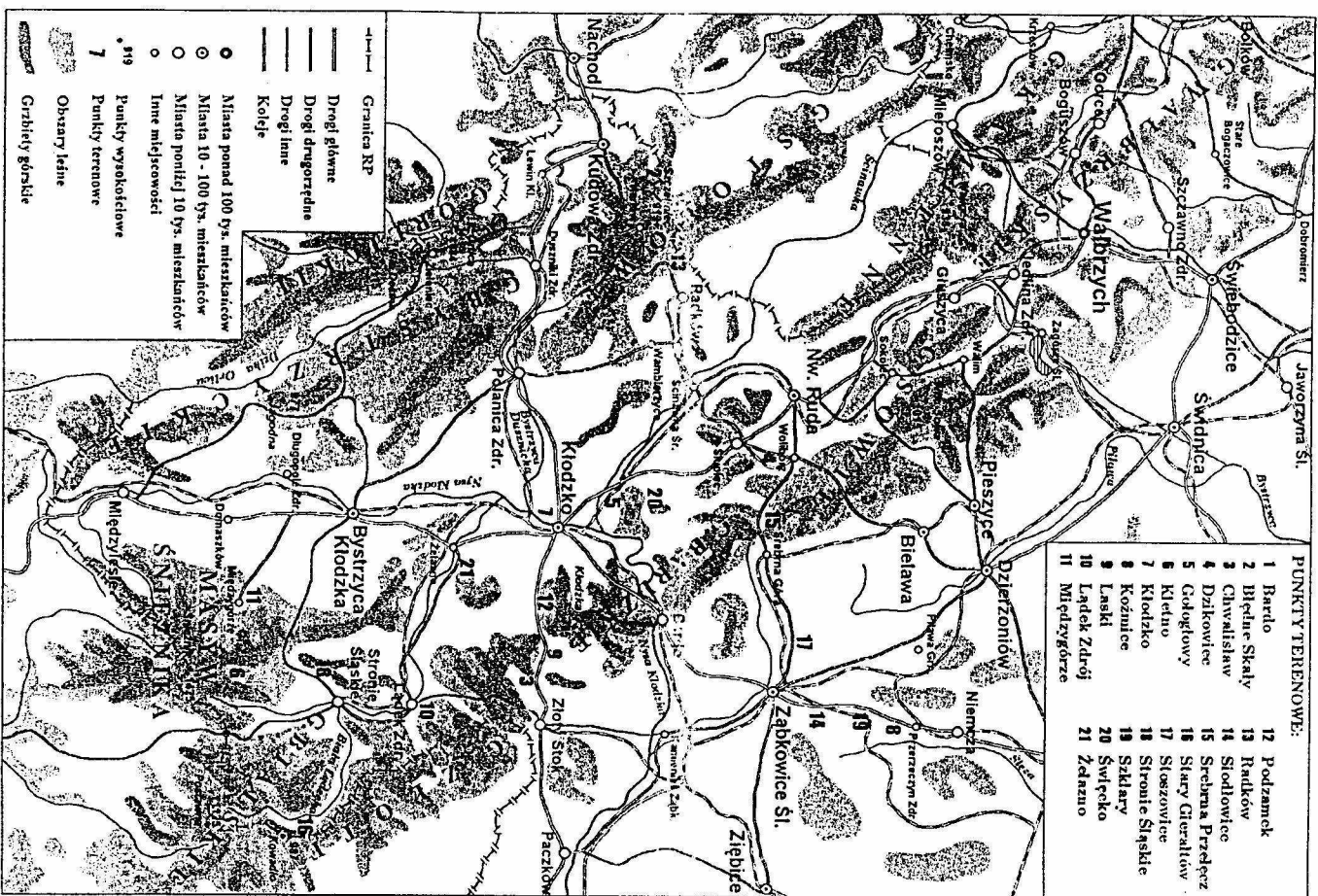
Mineralizacja

W ultramafitach występują mineralizacje magmowe i hipergene. Soczewy magmowych *chromitów* znane są z ofiolitu Słęży i z ofiolitu Baszów-Brzezina. Procesy hipergeniczne młodszego trzeciorzędu utworzyły w ofiolitach Szklary, Słęży i Baszów-Brzezina zwietrzelinowe *złoże niklotosne*, zawierające *chryzopraz* i *opale*, a także *złoże magnezylów*. W skalach serpenylinowych ofiolitów sudeckich występują też *nefryty* i potencjalne *złoże talku*.

Wiek

Górną granicę wieku ofiolitów wyznaczają datowane faunistycznie na górnym dewonie (około 360 mln lat temu) złeńce ze struktury bardzkiej, zawierające otoczki gabr i diabazów ofiolitu Nowej Rudy. Podobny wynik (około 350 mln lat) daly datowania izotopowe.





Strefa Niemczy

Geneza i inwentarz skalny

Strefa Niemczy przebiega południkowo między blokiem sowskim na wschodzie i metamorfizmem kamienieckim na zachodzie. Geneza tej jednostki, jak również geneza występujących w niej skał są wciąż niejasne i stanowią przedmiot ożywionych dyskusji.

Nie ulega wątpliwości, że jest to obszar niezwykle silnie zaburzony tektonicznie, ale charakter i wiek tych zaburzeń są różnie interpretowane. Najprostsza hipoteza głosi, że strefa Niemczy była terenem kilkakrotnych (od prekambriu po orogenezę warcyjską) intensywnych ruchów skorupy ziemskiej. Ostatnio interpretuje się strefę Niemczy jako regionalną, przesuwającą strefę ścinania, która powstała w wyniku lewoskrętnego przemieszczenia między blokiem sowskim i obszarem metamorfizmu kamienieckiego. Inna ciekawa hipoteza głosi, że strefa Niemczy reprezentuje dawny szew ofiolitowy, czyli ślad po zamkniętym zbiorniku z dnem typu oceanicznego.

Inwentarz litologiczny strefy Niemczy jest dość urozmaicony. Składają się nań: biotytowo-hornblendowe łupki krystaliczne i biotytowe gnejsy, amfibolity, mylonity i kataklazyty. Wśród wymienionych skał występują liczne, drobne intruzje granitoidów, syenitoidów i diorytoidów, a w południowej części strefy znajdują się owalne, wydłużone południkowo, masywy serpentynitowe Skłar.

Masyw Szklary

Masyw Szklary stanowi jedno z powierzchniowych wystąpień ofiolitów wokółsowskich. Tworzące go skały są tradycyjnie nazywane serpentynitami, ale proces serpentynizacji pierwotnych perydotytów i dunitów jest tu różnie zaawansowany. Skały masywu są poręczane licznymi, choć niegrubymi, żyłami leukokratycznymi (apłity i pegmatyty) i melanokratycznymi (lamprofity), a także magnezytowymi. Masyw przykryty jest grubą (do ponad 100 m, średnio około 40 m) zwietrzeloną serpentynitową, przez wiele lat eksploatowaną, jako złożo niklu.

Intruzje ławasne i obojętne

Intruzje te tworzą w strefie Niemczy żyły o grubości rzadko przekraczającej kilkaset metrów. Są to:

- ubogie w kwarc, a obfitujące w minerały ciemne (30 - 50% obj.) skały o składzie od syenitu kwarcowego do monzodiorytu, krystalizowały one z magm zasadowych (gabrowych), wzbogaconych w dolnej części skorupy ziemskiej w potas i wodę;
- znacznie bogatsze w kwarc granodiority hornblendowo-biotytowe, powstałe w wyniku metasomatycznej granitizacji serii skalnych, których resztki zachowały się w granodioritach w postaci ciemnych, drobnoziarnistych enklaw o typie amfibolitów.

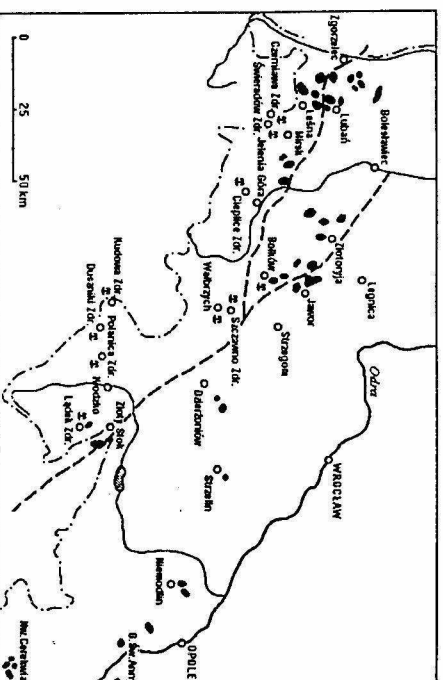
Radiometrycznie oszacowany wiek granodioritów wynosi około 340 mln lat.



Chronologia

Rozprzestrzenienie

Bazaltoidy Dolnego Śląska stanowią E krańiec wielkiej strefy występowania trzeciorzędowych utworów eruptywnych, ciągnącej się od Nadrenii przez południowe Niemcy, Czechy i Łużycę. W granicach Polski największe skupienia tych skał znajdują się koło Lubania i Zgorzelca oraz między Lwówkiem Śl. a Jaworem.



Formy występowania i klasyfikacja

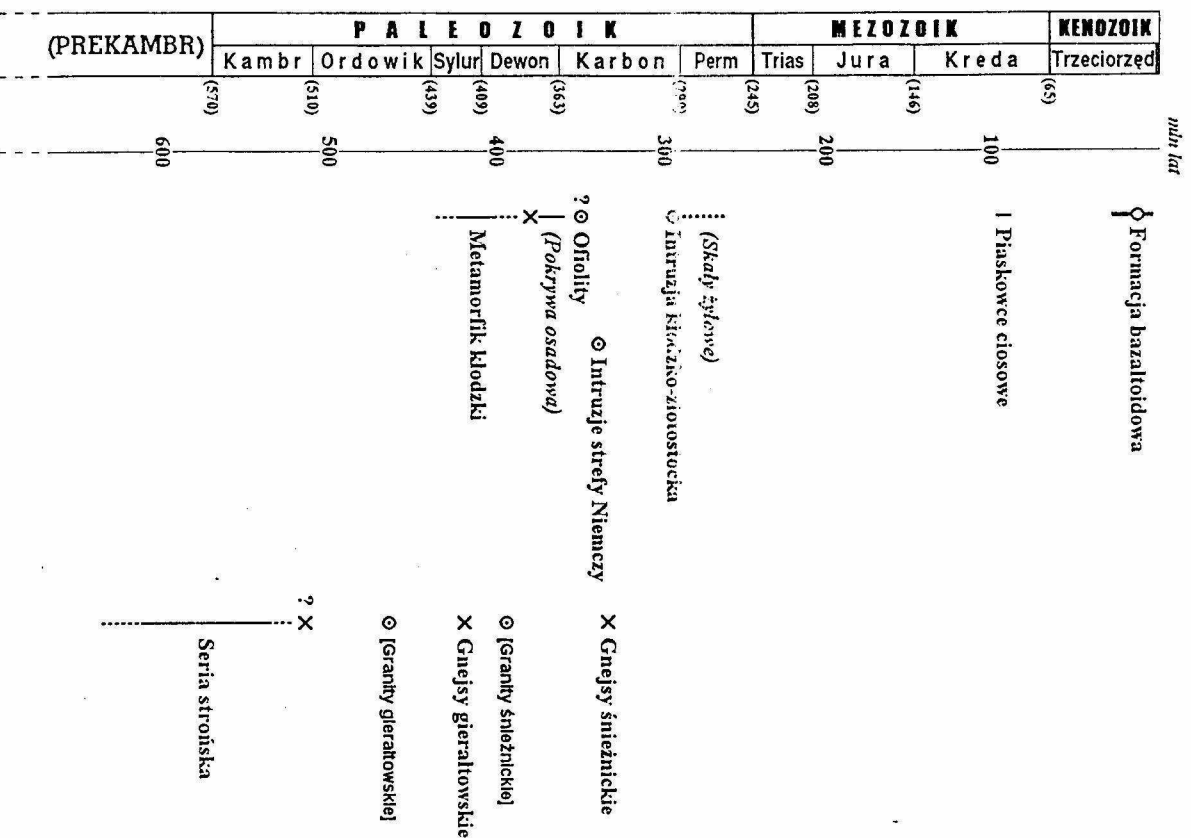
Bazaltoidy występują w postaci pokryw lawowych (o miąższości do 100 m), pni wulkanicznych, kominiowych wypełnień i subwulkanicznych ^{zł?}; niekiedy towarzyszą im tufy i brekieje wulkaniczne. Są skalami afanitowymi, często hipokrystalicznymi, bogatymi w szkliwo; dlatego trzeba je klasyfikować w oparciu o skład chemiczny. W takim ujęciu są to głównie bazanity i teftyty, a nadto foidyty, bazalty, trachybazalty i inne.

Geneza

Kenozoiczne wulkany Dolnego Śląska są genetycznie związane z głębokimi uskokiemi, osiagającymi lub nawet przekraczającymi nieciągłość Moho. Powstawały one (najintensywniej w miocenie, kilkanaście mln lat temu) z materiałów płaszczowych: częściowe wytapianie perydotytów górnego płaszcza prowadziło do tworzenia się magm zasadowych, które wznosiły się poprzez płaszcz i skorupę ziemską ku powierzchni, gdzie zastygały w formie law.

Wody mineralne

Z dolnośląską formacją bazaltoidową związane są sudeckie źródła mineralne. Gazy i roztwory, wydzielane z wciąż jeszcze stygnących ognisk magmowych, nasycają wody krążące w głębokich szczelinach skalnych. Szczególną cechą sudeckich wód mineralnych, wskazującą na ich głębimowe pochodzenie, jest obecność pierwiastków radioaktywnych oraz podwyższona temperatura.



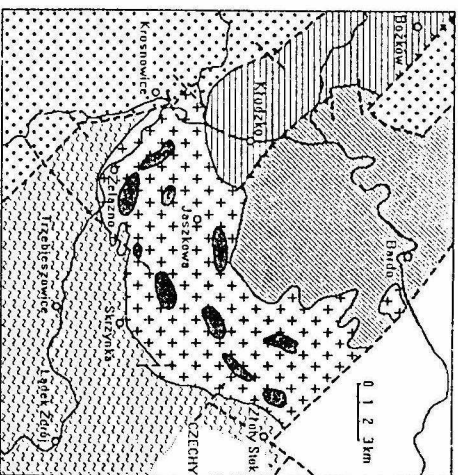
Intruzyja kłódzko-złotostocka



Skaly plutoniczne

Masyw kłódzko-złotostocki, odsłaniający się na obszarze ponad 100 km² między Kłodzkiem a Złotym Stokiem, jest niezwykle urozmaicony petrograficznie, choć generalnie tworzące go skaly cechują się niewielkim udziałem kwarcu i obfitością minerałów ciemnych. Skaly kwaśne reprezentowane są głównie przez granodiority, z podzędnym udziałem granitów i monzonitów. Spośród skal obojętnych spotyka się tonality, monzodiority i dioryty kwarcowe. Jako luźne bloki i jako enklawy w skałach kwaśnych i obojętnych występują ponadto gabroidy.

Wyniki badań petrograficznych i chemicznych wskazują, że większość z skal masywu ma charakter hybrydalny i powstała na drodze reakcji magmy zasadowej (które resztki zachowały się w postaci enklaw maficznych) z produktami przetwarzania dolnej skorupy. Wiek intruzji ocenia się na około 300 mln lat.



Skaly żyłowe

Skaly plutoniczne intruzji kłódzko-złotostockiej poprzecinane są licznymi żyłami o grubości od kilkunastu centymetrów do kilkunastu metrów. Są to zarówno żyły leukokratyczne, reprezentowane głównie przez pegmatyty, apłity, mikrogranodiority porfirowe i żyły kwarcowe, jak i melanokratyczne, wyszczalcone jako różne odmiany lamprofitów. Żyły te powstały po głównym etapie konsolidacji masywu, jako wypełnienia szczelin kontrakcyjnych.

Aureola kontaktowa

Wokół masywu kłódzko-złotostockiego występuje stosunkowo rozległa aureola kontaktowa (w Górach Bardzkich sięgająca nawet 2 - 3 km), co świadczy o dużej pojemności cieplnej intruzji i o długotrwałości procesów jej konsolidacji.

- Strefy zmian egzomorficznych w skałach osłony są z reguły bardzo szerokie. Cechują się występowaniem typowych produktów metamorfizmu termicznego - hornfelsów i skarnów, ale także ząbieni typu *li par li* i migmatytów (najczęściej agmatytów).
- Szerokość stref zmian endomorficznych nie przekracza kilku metrów. Skaly masywu wykazują w nich zwykle pegmatyoidową lub aplityoidową teksturę, cechując się też znubozeniem składu mineralnego, w którym obok składników leukokratycznych najczęściej pojawia się jedynie bioty.

Metamorfizm dyslokacyjny i kontaktowy

Metamorfizm dyslokacyjny (dynamometamorfizm)

Głównym czynnikiem metamorfizmu dyslokacyjnego jest ciśnienie kierunkowe (stress), natomiast temperatura odgrywa rolę zdecydowanie podrzędną. W wyniku przeobrażeń dynamometamorficznych powstają:

- kaskady, czyli skaly poprzecinane nieregularnymi, utajonymi spękaniami;
- brekcje tektoniczne, będące wynikiem rozkruszenia skal i przemieszczania poszczególnych fragmentów względem siebie;
- kataklazyty, cechujące się większym niż w kaskadach i brekcjach tektonicznych zmiążdżeniem i rozdrobnieniem skal; okrucy są zazwyczaj nieznacznie przemieszczane, a między nimi występuje miazga mylonityczna;
- mylonity, reprezentujące wysokie stadium przeobrażeń dynamometamorficznych, prowadzących do coraz silniejszego rozłazania skal macierzystych i przekształcenia ich w miazgę mylonityczną;
- ultramylonity, będące końcowym produktem procesu mylonitizacji, o kierunkowej strukturze i afanitowej teksturze, pozbawione jakiegokolwiek reliktyw skal macierzystych.

Rozkruszenie, a zwłaszcza mylonitizacja, ułatwia późniejszą rekrystalizację. Prowadzi ona do powstawania *blastomylonitów*, a w skrajnych przypadkach może zupełnie zatrzeć kataklazyczny charakter skal, przeobrażając je najczęściej w różne odmiany gnejsów.

Metamorfizm kontaktowy (termiczny)

Metamorfizm kontaktowy zachodzi pod wpływem wysokich temperatur, występujących w najbliższym otoczeniu intruzji magmowych. Jest on w zasadzie izochemiczny, choć niekiedy biorą w nim udział także substancje pochodzące z magmy. W jego wyniku wokół intruzji tworzą się aureole kontaktowe, zbudowane najczęściej z hornfelsów i skarnów.

- Hornfelsy tworzą się przede wszystkim z osadowych skal pelfitowych lub mulowcowych oraz z ich metamorficznych odpowiedników (flylitów, łupków chłorowych i sencytowych itp.). Cechy hornfelsów zmieniają się w miarę wzrostu odległości od intruzji. *Hornfelsy kontaktowe* są ciemne, szkliste, bardzo twarde i zwięzłe, o beczkownicowej strukturze. Nieco dalej od kontaktu z intruzją pojawiają się *łupki hornfelsowe*, mniej zwięzłe, o strukturach wyraźnie równoległych. Jeszcze dalej występują *łupki plamiste*, odznaczające się obecnością guzków bądź plamek, będących skupieniami biotyty, andaluzytu, amfiboli lub chlorytów.

- Skarny (= skaly wapienno-krzemianowe) tworzą się najczęściej ze skal węglanowych (wapień, dolomitów, margli) przy znacznym udziale procesów metasomatycznych. Ich skład mineralny jest bardzo zróżnicowany, zależny od lokalnych warunków ich powstawania.

Niekiedy w aureolach kontaktowych występują także *migmatyty*, powstające dzięki drobnym iniekcjom magmy w skaly otaczające intruzję.

Słowniczek

Agmaty - migmaty blokowe, w których paleosom jest otoczony cienkimi żyłkami neosomu.

Albityzacja - proces metasomatycznego powstawania albitu, najczęściej kosztem plagioklazów zasobnych w cząsteczkę anortytu i skaleni potasowych.

Anortozyt - prawie monomineralne skały plagioklazowe, zawierające plagioklasy o składzie od andezynu do anortytu oraz do 10% skalenia potasowego, kwarcu i minerałów ciemnych.

Asymilacja - rozluźnianie, wchłanianie i roztopianie przez intrudującą magmę skal otoczenia.

Aureole kontaktowa - stężająca intruzję magmową strefa metamorfizmu (głównie termicznego) skal sąsiadujących.

Autometamorfizm - metamorfizm skal magmowych, wywołany przez gorące substancje reszkowe (ciekłe i lodne) pochodzące z tej samej magmy, z której utworzyła się dana skala.

Bazaltoidy - skały makroskopowo podobne do bazaltów i skal pokrewnych.

Bazyty (= mafity) - skały zasadowe.

Dunity - głębinyne skały ultramaficzne, złożone głównie z oliwinu (90 - 100%) i piroksenu.

Efuzywne skały (= efuzywy) - skały powstałe w wyniku *efuzyji*, czyli erupcji wulkanu z lawą o małej lepkości, tworzącą potoki i pokrywy.

Ekstruzywne skały (= ekstruzywy) - skały powstałe w wyniku *ekstruzyji*, czyli erupcji wulkanu wyrzucającego lawę o dużej lepkości i materiały piroklastyczne.

Eruptywne skały (= eruptywy) - skały powstałe w wyniku erupcji wulkanicznych (efuzywy i ekstruzywy).

Egzomorfizm - przeobrażenia kontaktowe, zachodzące pod wpływem termicznego i chemicznego oddziaływania magmy lub lawy na skały otoczenia.

Endomorfizm - przeobrażenia zachodzące w intrudującej magmie wskutek asymilacji skal otaczających.

Feldspatyzacja - proces (zwykle metasomatyczny) prowadzący do wzrostu udziału skaleni w skale, wywołany dopływem jonów potasu i sodu.

Hybrydalne skały - skały będące wynikiem krystalizacji stopu *magmowego* wskutek zmieszania się dwóch różnych magm lub wskutek asymilacji starszych skal magmowych przez magmę późniejszej intruzji o odmiennym składzie chemicznym.

Infrakrustalne skały - skały utworzone w głębi Ziemi (plutoniczne).

Kontaminacja - zanieczyszczenie magmy wskutek asymilacji skal otaczających.

Kryształnik - obszar (jednostka geologiczna), zbudowany ze skal kryształicznych (magmaowych i/lub metamorficznych).

Ksenolit - fragment skały wyrwany przez magmę ze ścian lub stropu intruzji, mniej lub bardziej przeobrażony, znajdujący się w obrębie skały intruzywnej.

Kumulaty - skały intruzji rozwarstwionej, powstające w głębokich komorach magmowych wskutek grawitacyjnego osadzenia się wcześniej wydzielonych kryształów, a następnie krystalizacji między nimi stopu reszkowego.

Góry Stołowe



Budowa geologiczna

W depresji śródsudeckiej poziomo leżące utwory górnej kredy wykształcone są jako trzy poziomye płaskowców, przedzielone pakietami margli. Góry Stołowe zostały wymodelowane w dwu górnych poziomach tych płaskowców. Są to:

- **górne płaskowce ciosowe** (o miąższości blisko 100 m), grubo- i bardzo gruboławicowe, często równoległe lub przekątnie laminowane; kwarcowe, dobrze wysortowane, o bardzo urozmaiconym spoiwisku;
- **środkowe płaskowce ciosowe** (o podobnej miąższości), pod względem sedimentologicznym podobne do górnych, ale o bardziej urozmaiconym składzie mineralnym i granulometrycznym; są to często gruboziarniste, a nawet zlepniowate subankozy.

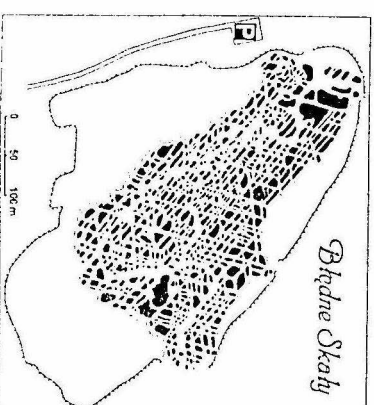
Geneza

Góry Stołowe są jedynym w Polsce przykładem **gór płytowych**, powstałych dzięki procesom denudacyjnym, modelującym obszar o specyficznej budowie geologicznej. Są one ostałkami **denudacyjnymi** o płaskich wierzchołkach i urwistych, stromych zboczach.

Morze wycofało się z terenu obecnych Gór Stołowych w górnej kredzie (około 70 mln lat temu). Prawdopodobnie już w oligocenie (około 30 mln lat temu) dna dolin rzecznych osiągnęły poziom nieprzepuszczalnych dla wody margli. Erozia denna uległa zahamowaniu, ustępując miejsca erozji bocznej, poszerzającej doliny kosztem coraz bardziej niszczonej płyty górnych płaskowców ciosowych. Dopiero środkowomiocenie i późniejsze tektoniczne odnowiło erozję i spowodowało dalsze pogłębienie dolin. Po kolejnym okresie względnej stagnacji w późnym miocenie i pliocenie, nasilenie procesów rzeźbotwórczych nastąpiło w plejstocenie. Studety znalazły się w strefie klimatu peryglacjalnego, w którym intensywnie rozwijały się procesy wietrzezenia i soliflukcji, niszczące stoki i zbocza. Wytoparowane wówczas formy skalne stanowią zasadnicze zręby obecnej rzeźby Gór Stołowych: po okresie lodowcowym były one już tylko modelowane i niszczone.

Formy skalne

Formy skalne Gór Stołowych zawdzięczają swoje powstanie przede wszystkim gęstej sieci spękań pionowych, występujących w płaskowcach ciosowych. Wzdłuż tych spękań poszczególne bloki skalne oddzielają się od calizny, a wsłakująca w nie i spływająca po ścianach woda poszerza je i modeluje, przy czym główną rolę odgrywają procesy suflacji i rozpuszczania węglanów. Ze względu na urozmaicony skład spoiwa, wietrzenie płaskowców ma charakter wybitnie selektywny.



Rów górnej Nisy Kłodzkiej



Tektonika

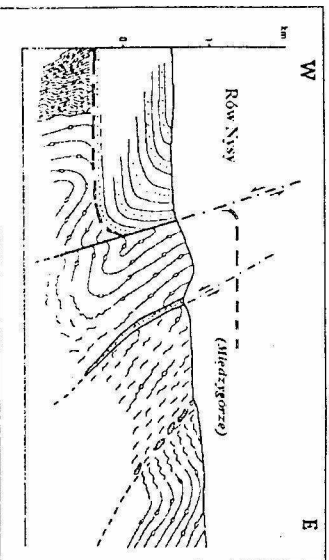
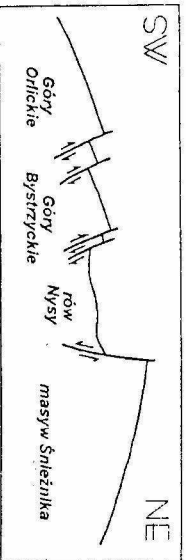
Rów górnej Nisy Kłodzkiej jest dużym, południkowo wydłużonym elementem tektonicznym, stanowiącym przedłużenie ku SE depesji śródsudeckiej. Wielkość zrzućta dna rowu Nisy (w stosunku do masywu Śnieżnika) wynosi w okolicach Międzygórzia minimum 950 m i rośnie w kierunku północnym do 1600 m.

Rów Nisy jest strukturą stosunkowo młodą; początek jego ewolucji przypada najprawdopodobniej na koniak (około 90 mln lat temu), zaś najintensywniejsze ruchy dyferencjalne miały miejsce w scynku kredy.

Stratygrafia

Rów górnej Nisy wypełniony jest osadami górnej kredy, leżącymi na ogół poziomo, niezgodnie na ściełej erozyjnie powierzchni utworów metamorficznych podobnych do tych, jakie budują masyw Śnieżnika oraz Góry Bystrzyckie i Orlickie. Profil osadów kredowych jest dwudzielny:

- *dolną część profilu* cechuje naprzemianległość grubych pakietów margli i piaskowców; te ostatnie tworzą trzy poziomy litostratygraficzne:
 - o *dolne piaskowce ciosowe* (cenoman), o miąższości do 20 m, drobnopiaszczyniste, glaukonitowe, o barwie żółtej do ciemnobrunatnej;
 - o *środkowe piaskowce ciosowe* (środkowy turon), o miąższości do 100 m, na ogół średnioziarniste, choć spotyka się też odmiany o grubym ziarnie - do zlepieńców włącznie, jasnożółte, niekiedy brunatne, różowe lub czerwone;
 - o *górne piaskowce ciosowe* (górny turon), o miąższości 50 - 100 m, bardzo dobrze wysortowane, drobno- lub średnioziarniste, białe lub jasnożółte;
- *oba występujące między piaskowcami* pakiet margli osiągają miąższość kilkadziesiąt metrów;
- *górną część profilu* (koniak) stanowią warstwy idżikowskie, wykształcone jako kilkusetmetrowy pakiet fliszoidalny (fiłowce i mulowce z przewarstwieniami szarogłazowych piaskowców), przykryty łagodnymi osadami zlepieńcowymi.



Leukokratyczne skały - skały magmowe, ubogie w składniki ciemne.

Lit par lit - migmaty iniekcyjne, powstały w wyniku iniekcji magmy wzdłuż powierzchni foliacji lub łupkowatości.

Melanokratyczne skały - skały magmowe, złożone głównie z minerałów ciemnych.

Meta- przedrostek stosowany z nazwami skał (zwłaszcza osadowych i magmowych) dla zaznaczenia, że mimo przeobrażeń metamorficznych zachowały się w nich cechy, pozwalające rozpoznać skałę macierzystą.

Metamorfik - obszar (jednostka geologiczna), zbudowany ze skał metamorficznych.

Metasomatoza - chemiczne przeobrażenia minerałów i skał, zachodzące dzięki reakcjom chemicznym między minerałami a cieczami lub gazami przenikającymi skałę; mogą to być zarówno substancje pomagmowe, jak i gazy atmosferyczne, wody podziemne, wody opadowe itp.

Migmatyty - skały mieszanne, złożone z *palcosomu* - zmetamorfizowanej skały starszej i *neosomu* - skały młodszej (magneowej).

Migmatyzacja - proces powstawania migmatytów wskutek iniekcji stopu magmowego w skały otaczające intruzję lub wskutek metamorficznej dyferencjacji i selektywnego wytopiania materiału.

Mylonityzacja - proces dynamometamorficzny, polegający na rozkruszeniu i granulacji skał, aż do całkowitego ich rozłucia i utworzenia *mitaży mylonitycznej*.

Ofiolity - fragmenty oceanicznej skorupy ziemskiej i górnego płaszczka, odseparowane w procesie subdukcji od płyty dolnej i włączone do płyty górnej.

Orto- przedrostek stosowany z nazwami skał metamorficznych pochodzących z przeobrażenia skał magmowych.

Para- przedrostek stosowany z nazwami skał metamorficznych pochodzących z przeobrażenia skał osadowych.

Porwak wulkaniczny - blok lub okruch skalny, wyrwany przez lawę z otoczenia i zatopiony w skale wylewnej.

Protolit - macierzysta skała magmowa lub osadowa, przeobrażona w skałę metamorficzną.

Protuzia - tektoniczne wyciśnięcie zakrzepłej, uplastycznionej wskutek dużego ciśnienia skały magmowej w skały obce.

Saussurizacja - proces polegający na przemianie zasadowych plagioklazów (np. w gabrach lub bazaltach) w *saussurit*, czyli drobnoziarnisty agregat złożony głównie z albitu lub oligoklazu, epidotu, kalcytu i sercytu.

Selektywne wytopianie - proces upłyniania się częściowej topliwych składników skały (wskutek wzrostu temperatury).

Serpentyzacja - proces hydrotermalny (200 - 400°C), prowadzący do przeobrażenia zasobnych w oliwin, ultrazasadowych i zasadowych skał magmowych w serpentyt; często jest to proces autometamorficzny.

Subwulkanity - skały subwulkaniczne.

Suprakrustalne skały - skały utworzone na powierzchni Ziemi (osadowe i magmowe wylewne).

Toleity - odmiana bazaltów oliwinowych, zasobnych w SiO₂.

Ultrabazyty (= **ultramafity**) - skały ultrazasadowe.

Ultrametamorfizm - procesy na pograniczu metamorfizmu i magmatyzmu, zachodzące w warunkach częściowego, selektywnego stopienia skał.

Wulkanity - skały wulkaniczne.