

Geneza karbońskich niecek na noworudzkim masywie gabrowo-diabazowym

Budowa geologiczna noworudzkiego obszaru (fig. 1 A) została na ogół dobrze poznana głównie dzięki temu, że jest to obszar o przemysłowym znaczeniu i starej tradycji górniczej. Rozwiązanie szeregu problemów, odnoszących się zwłaszcza do formacji węglowej tego rejonu, zawdzięczamy S. Bubnoffowi. Jednakże wielce zróżnicowana budowa obszaru i wynikający stąd szeroki zakres problematyki geologicznej spowodowały, że pewne zagadnienia mają dziś jeszcze charakter dyskusyjny. Jedno z nich, będące tematem niniejszego artykułu, dotyczy skał osadowych ukazujących się w głównej masie wzdłuż południowo-zachodniego brzegu masywu gabrowo-diabazowego, a w mniejszej ilości na północnym brzegu metamorfiku kłodzkiego (fig. 2).

Skały krystaliczne stanowią fragmenty starszego podłoża, na którym w omawianym rejonie rozwijała się waryscyjska, głównie karbońska, i młodsza sedymentacja. Z serii osadowych na uwagę zasługują najniższe człony tego dużego kompleksu, mianowicie te, które spoczywają bądź to na gabrach i diabazach, bądź też przytykają do metamorfiku kłodzkiego. W obrębie tych utworów, zależnie od okolicy, znajdujemy kopalną strefę zwietrzelinową, brekcje sedymentacyjne typu zboczowego i zlepieńce zakończone od góry brązowymi łupkami. Szczegółowe opisy skał osadowych spoczywających bezpośrednio na masywie gabrowo-diabazowym znane są z innych publikacji (S. Bubnoff, 1931; J. Don, 1961), dlatego nie będziemy ich tutaj powtarzali. Warto natomiast zwrócić uwagę na to, że utwory te różnią się w zależności od tego, czy występują na gabrze czy na diabazie. Na gabrze przeważa zwietrzelina upodabniająca się — z jednej strony — do gabra, a z drugiej — do skał łupkowych, w które przechodzi. Na diabazie natomiast liczniejsze są zlepieńce, w podłożu których spotyka się czasami brekcje (np. północny brzeg depresji IV w okolicy kol. Ugory), a w stropie wybitnie przeważają brązowe łupki. Łupki te, tak pod względem wyglądu, jak i rozprzestrzeniania, nie wykazują tak wyraźnego związku z diabazami jak pozostałe skały. Podkreślić też trzeba, że na wschód od Bożkowa znajdujemy łupki brązowe w sąsiedztwie filitów i kwarcytów ordowickich, których

detrytus obok okruchów diabazowych wchodzi w skład zlepieńców podścielających skały łupkowe.

Wiek opisanego wyżej osadowego zespołu skalnego nie był jednoznacznie określony, czego wyrazem są sprzeczne dane znajduwane nawet nieraz w tych samych publikacjach (E. Dathe, 1904; E. Bederke, K. Fricke, 1942). Wydaje się, że główną przyczyną niejednoznaczności była duża różnica w wyglądzie osadów w porównaniu z utworami górnokarbońskimi, do których je zaliczano, ponieważ w większości stanowiły ich bezpośrednie podłoże. Również podobieństwo do pewnych przeławiczeń kulmowych, a jednocześnie brak w niektórych miejscach (Bożków) bezpośredniego górnokarbońskiego przykrycia było między innymi powodem, że E. Dathe (1904) część skał zaliczał do zespołu zaclerskiego (westfal), a część, bardzo zresztą podobną, uważał za utwory dolnokarbońskie. K. Fricke (E. Bederke, K. Fricke, 1942), interesujące nas utwory rozpatrywał łącznie z warstwami zaclerskimi, chociaż dopuszczał on, że są one prawdopodobnym równoważnikiem warstw białokamieńskich.

Niektórzy autorzy (G. Berg, 1925; J. Oberc, 1954, 1957, 1957a) uważają je za ekwiwalent warstw białokamieńskich, a inni (W. Gothan, W. Gropp, 1933) są zdania, że odpowiadają one dolnym członom warstw zaclerskich.

J. Oberc (1957, 1957a), wprowadzając dla tych utworów nazwę facji noworudzkiej warstw białokamieńskich, podaje ponadto dwa nowe ich stanowiska. Jedno z nich (Dzikowiec) wydaje się być stanowiskiem dolnokarbońskich osadów przeławiconych łupkami kulmowymi (K. Dziedzic, 1965), drugie natomiast (Wojbórz) otoczone jest w większości przez utwory karbonu dolnego i po części zaliczane było do tej formacji (E. Dathe, 1904).

W odniesieniu do osadów wcześniej wydzielanych kartograficznie (E. Dathe, 1904), jak to wynika z poprzednich wypowiedzi, większość geologów skłaniała się do poglądu, że wiekowo odpowiadają one okresowi tworzenia się warstw białokamieńskich i najniższych warstw zaclerskich.

Prace terenowe i wynikające stąd wnioski paleogeograficzne nasuwały jednakże pewne obiekcje w stosunku do wypowiedzianych poglądów (K. Dziedzic, 1957).

Ostatnio J. Don (1961), opierając się na obserwacjach własnych i uwzględniając wypowiedzi poprzedników, dopuszcza możliwość dolnowedwońskiego wieku omawianych osadów. Przy argumentacji swego stanowiska uwzględnia badania E. Kijak (1933), która utrzymuje, że wśród skał powstałych przez niszczenie gabra i diabazu wyróżnić można dwie odmiany. Jedna odmiana, odpowiadająca utworom omawianym w niniejszym artykule, zawdzięczała swe powstanie klimatowi suchym i gorącym, druga zaś (łupki ogniotrwałe) formowała się w ciepłych i wilgotnych warunkach klimatycznych. Odmiana pierwsza, zdaniem J. Dona (l. cit.), miała się tworzyć w okresie dewonu dolnego, drugą odmianę uważa za S. Bubnoffem (1931) za odpowiednik westfalu dolnego. Słusznie też zauważa, że utworów tych nie można przedstawić za pomocą klasycznego profilu, gdyż w różnych miejscach zmienia się zarówno litologia, jak i miąższość, która z reguły jest niewielka.

Z moich obserwacji wynika, że gruboziarniste odpowiedniki, bardzo podobne do zlepieńców występujących w nadkładzie diabazów, występują w okolicy Ścinawki i Bożkowa, gdzie towarzyszą północnej krawędzi amfibolitów.

Jak już nadmieniałem, po wschodniej stronie miejscowości Bożków ukazują się zlepieńce i brązowe łupki pozostające w kontakcie z utworami uważanymi za ordowickie. Można zatem wskazać, że masyw gabrowo-diabazowy nie był jedynym podłożem, na którym (lub w jego otoczeniu) osadzały się interesujące nas utwory. Poza tym wygląd skał, skałby stopień zwietrzenia zasadowych fragmentów skalnych w zlepieńcu i większa na ogół zwięzłość odróżniają wybitnie omawiane osady od środkowokambońskiej depozycji. Nie wypowiadając się na razie na temat ich wiekowego zaszeregowania, odnosi się jednak wrażenie, że osady te najbardziej upodabniają się do niektórych odmian spotykanych w obrębie kulmu regionu bardzkiego. W regionie tym na uwagę zasługuje ponadto przestrzenne rozmieszczenie, skład i ogólny wygląd skał. W okolicy Dzikowca, tzn. w pobliżu macierzystych skał gabrowych, wśród łupkowych osadów karbonu dolnego obserwujemy przeławicenia skalne, które czasami ludzko przypominają zwietrzelinę gabrową i tylko rzadkie otoczaki kwarcu pozwalają sądzić, że skała powstała w procesie sedymentacji. W okolicach Wojborza, tj. naprzeciw partii diabazowej, w wyraźniej uławiconych zlepieńcach przeważają otoczaki diabazu. Odmiany łupkowe, brązowo zabarwione obserwowałem w stropowych partiach kulmu w zachodnich okolicach Wałbrzycha.

Można by zatem założyć, że w rejonie noworudzkim sedymenty zakumulowane na skałach krystalicznych dzisiejszą swą postać zawdzięczają długotrwałym procesom geologicznym, przy czym, jak się wydaje, okres dolnokamboński odegrał zasadniczą rolę w procesie destrukcji i akumulacji. Funkcja dolnej części karbonu górnego ograniczała się natomiast głównie do przeobrażeń chemicznych i zwolnionej sedymentacji produktów powstających w tym procesie. W myśl powyższego założenia między podłożem krystalicznym a skałami westfalskimi rejonu noworudzkiego można oczekiwać serii silnie co prawda zredukowanej, ale odpowiadającej wyższej części karbonu dolnego i okresowi namurskiemu.

Odnosnie do okresu namurskiego S. Bubnoff (1931) podkreśla, że brak elementów krystalicznych (gabra, diabazy) w akumulacji namurskiej niecki Woliborza uwarunkowany był silnym wietrzeniem chemicznym tych skał; produkty wietrzenia nie były odprowadzane, lecz gromadziły się na płaskim obszarze pokrytym roślinnością. Zdaniem Bubnoffa ruchy górotwórcze fazy kruszcogórskiej miały dopiero doprowadzić do uformowania się zakłęśności, w których zgromadziły się owe produkty, powstałe na drodze chemicznego wietrzenia. Akceptując to założenie powstaje pytanie, gdzie zgromadziły się te chemicznie przerobione osady, skoro na diabazach i gabrach leżą utwory o niezbyt daleko posuniętej selekcji chemicznej, a dopiero na nich zjawiają się łupki typu ogniotrwałych przechodzące w utwory westfalskie. Dalsza wątpliwość powstaje, gdy uwzględnimy fakt, że w niedalekiej odległości (Jugów — Przygórze), w efekcie ruchów kruszcogórskich, zgromadziły się gruboklastyczne osa-

dy nie zawierające w swoim składzie widocznych elementów gabrowo-diabazowych, pomimo że transport tego materiału skierowany był od południowego wschodu (Jugów).

Dolnokarboński wiek omawianych utworów wydaje się być zatem prawdopodobny tym bardziej, że na schyłku tego okresu warunki klimatyczne upodabniały się zwolna do klimatów panujących w karbonie górnym. Powstawały już wtedy przewarstwienia węgliste, które obserwowałem również wśród łupków kulmowych okolic Dziłkowca. W tym to mniej więcej okresie, tzn. pod koniec karbonu dolnego, rozpoczął się najprawdopodobniej wstępny okres akumulacji na masywie gabrowo-diabazowym i w jego otoczeniu. Zakonserwowanie tych utworów wraz z wyżejległą namurską akumulacją nastąpiło, jak się wydaje, dzięki splotowi różnorodnych czynników, które rozpatrzę w dalszym ciągu.

PRÓBA WYJAŚNIENIA GENEZY KARBOŃSKICH NIECEK NA MASYWIE GABROWO-DIABAZOWYM

Jeśli wiek skał omawianych w rozdziale poprzednim wywoływał dyskusje w literaturze geologicznej, to jeszcze bardziej zagadkowa wydaje się być geneza depresyjnych obniżen wypełnionych wspomnianą akumulacją. Depresje owe szczególnie wyraźnie zaznaczają się wzdłuż południowo-zachodniego brzegu masywu gabrowo-diabazowego, gdzie zachowane są pierwotne kontakty skał osadowych z podłożem krystalicznym. Krawędź północno-wschodnia masywu jest na całej niemalże długości utworzona przez dyslokację, wskutek czego przebieg jej jest raczej prostoliniowy, miejscami tylko lekko wygięty. Sądząc na podstawie intersekcji można przyjąć, że powierzchnia uskoku jest stromo nachylona ku południowemu zachodowi.

Jeśli chodzi o depresyjne obniżenia, to, jak wskazuje S. Bubnoff (1931), formowały się one w procesie długotrwałych ruchów tektonicznych, które w ogólnym obrazie prowadziły do powstawania fleksuralnych załomów. Początkowe stadium tego procesu przypada zdaniem S. Bubnoffa (l. cit.) na fazę kruszcogórską warycyjskiego fałdowania, a ruchy asturyjskie modelowały postać tych fleksuralnych załomów. W wyniku długotrwałych odkształceń w obniżonych partiach załomów fleksuralnych tworzyły się niecki sedymentacyjne, rozdzielone progami podłoża odpowiadającymi wiszącym skrzydłom fleksur.

Pogląd Bubnoffa został powszechnie przyjęty w publikacjach odnoszących się do omawianego rejonu, a wnioski stąd wynikające rozciągnięto nawet na obszary przyległe. Pewne obiekcje odnośnie do mechanizmu tworzenia się niecek wyrażał jedynie H. Scupin (1937), dowodząc epejrogenicznego charakteru ich powstania. Zbliżony pogląd wyraził J. Dom (1961), przypisując aktywną rolę krze sowiogórskiej, której nacisk wywoływał tensję w podłożu gabrowym ułatwiającą przesuwanie się bloków. Tłumaczenie powyższe wydaje się być przekonujące, z tym jedynie zastrzeżeniem, że nie sposób go łączyć z okresem westfalskim, jeśli się założyło dolnodołnoński wiek najstarszych sedymentów pokrywających dna obniżen. W nieckach występujących na diabazowej pokrywie masywu obserwowałem ponadto, że najniżej leżące skały mają zwiększoną miąższość w centralnych partiach niecek, a ku brzegom ulegają

wyraźnej redukcji, nawet zupełnemu wycienieniu, podczas gdy brązowe łupki w kierunku brzegów układają się względem nich przekraczająco. Obserwacje powyższe zdają się wskazywać, że depresje omawiane istniały już w czasie początkowej akumulacji. Układ warstw wypełniających depresje niedwuznacznie wskazuje, że niewiele mają one wspólnego z synklinami. Wynika to również z mapy i wypowiedzi J. Dona (1961).

Dyskusji podlega ponadto kierunek depresji i rozdzielających je grzbietów gabrowo-diabazowych. W literaturze przyjęł się pogląd wyrażony przez Bubnoffa (1931) o południkowym przebiegu owych struktur. Jednakże już z mapy E. Bathego (1904) można odczytać, że osie większości depresji i progów rozdzielających wykazują kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Kierunek taki, zwłaszcza dla okolic Słupca, wynika nawet z mapy załączonej do pracy Bubnoffa (1931). Izopachyty na tej mapce nie dopasowują się do przebiegu depresji, a w stosunku do progów gabrowo-diabazowych w niektórych miejscach ustawiają się skośnie (por. fig. 1 C).

W formie powierzchniowej depresji zauważyć można pewne różnice w zależności od tego, czy występują na gabrze czy na diabazie. Depresje związane z podłożem gabrowym są bardziej owalne, natomiast na diabazach są węższe i wydłużone poprzecznie względem masywu. Ponieważ omawiane depresje będą przedmiotem dalszych rozważań, przeto dla uniknięcia nieporozumień oznaczymy je rzymską numeracją. Posuwając się wzdłuż południowo-zachodniego brzegu masywu gabrowo-diabazowego, od północnego zachodu ku południowemu wschodowi stwierdzimy sześć depresji, z których I—III występują na gabrze, a IV—VI na diabazie (fig. 1 B).

Depresje I—III odpowiadają synklinom opisywanym przez J. Dona (1961) pod nazwami: Drogostawia (= I), Nowego Dzikowca (= II), Słupca (= III). Depresja oznaczona nr IV występuje w okolicy kol. Ugory, V znajduje się na północ od szybu „Jan“, VI zaznacza się w pobliżu domostw należących do kol. Koszyn.

Jeśli prześledzimy wysokość bezwzględną, do jakiej sięga dolna granica utworów osadowych, spoczywających na skałach krystalicznych, to dla poszczególnych depresji otrzymamy wartości następujące:

I — 480 m	IV — 500 m
II — 510 m	V — 560 m
III — 480 m	VI — 500 m

Z zestawienia wynika, że przeciętna wysokość bezwzględna wynosi 505 m. Różnica względnej wysokości w skrajnych przypadkach sięga 80 m.

Przedstawione różnice wysokości są raczej nieduże, jeśli się uwzględni, że są one wynikiem różnorodnych i długotrwałych procesów geologicznych, z których powestfalskie spiętrzenie i erozja zdają się mieć decydujące znaczenie. Z ułożenia skał osadowych na południowo-zachodniej peryferii masywu można wnosić, że w czasie tego okresu masyw reagował jako prawie jednolity blok. Niezupełnie jest przeto zrozumiałe tektoniczne uginanie tegoż bloku w okresie westfalskim, kiedy to miało się formować szereg depresji i progów. Prócz tego trzeba byłoby wyjątkowego przypadku, aby obniżanie we wszystkich depresjach osiągnęło

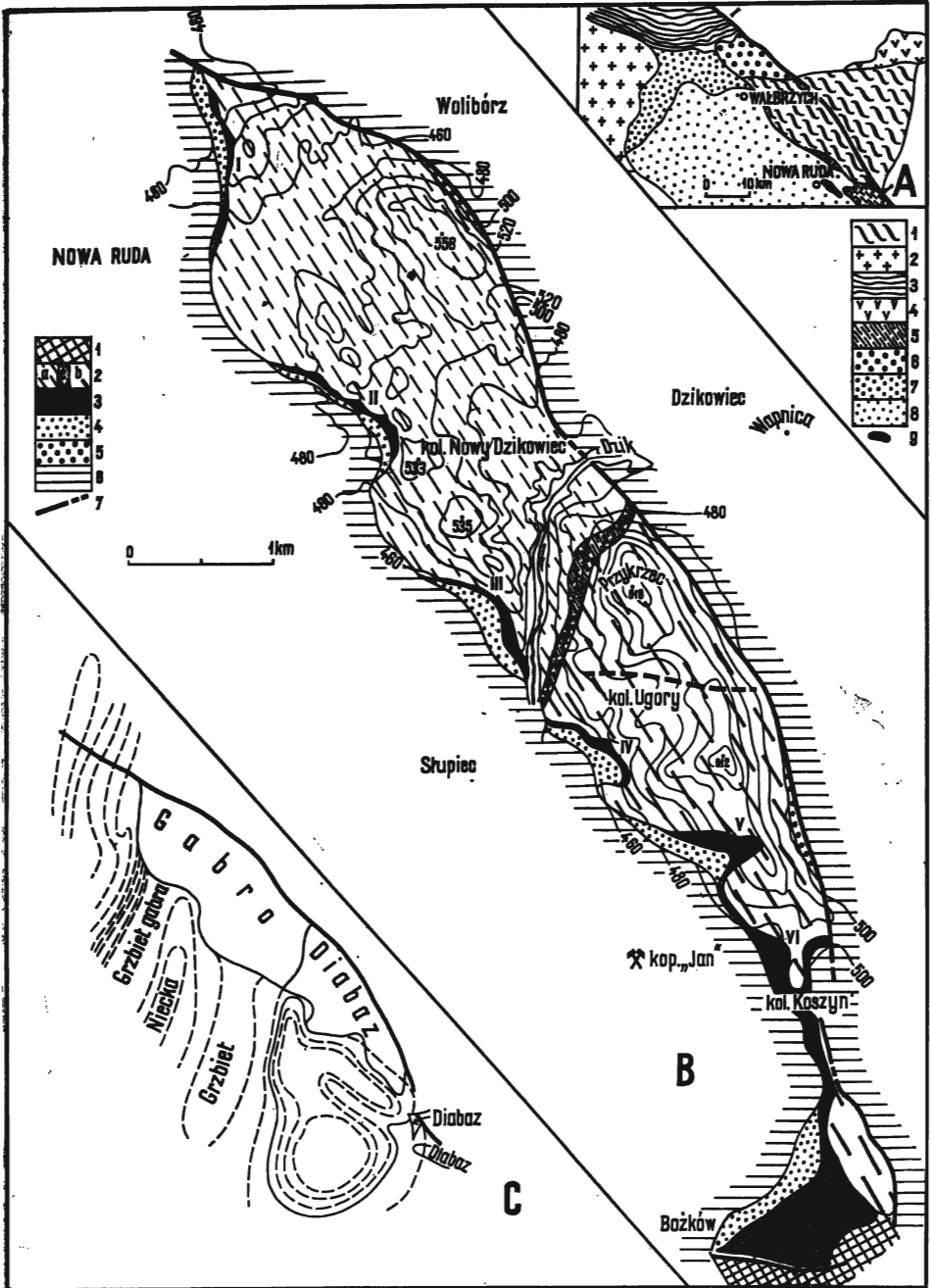


Fig. 1 A. Szkic geologiczny Sudetów Środkowych

Geological sketch of the Middle Sudetes

1 — gnejsy Sowich Gór; 2 — blok Karkonoszy; 3 — Góry Kaczawskie; 4 — magmowce masywu Sobótki; 5 — region bardzki; 6 — depresja Swiebodzic; niecka śródsudecka; 7 — karbon dolny; 8 — karbon górny oraz młodsze formacje; 9 — obszar omawiany w artykule; I—I — brzeżny uskoc sudecki

tak zbliżoną wartość, w dodatku zachowaną do dnia dzisiejszego. Jeśli ponadto uwzględnimy pewną regularność form depresji w zależności od podłoża, na którym występują, zbliżony kierunek ich osi, treść osadową i sposób wypełnienia omawianych form, jednocześnie brak wybitniejszych oznak charakteru tektonicznego, wówczas nasuwa się podejrzenie erozyjnego charakteru ich powstania. Możliwość taką rozpatrzę w dalszej części artykułu.

PALEOMORFOLOGICZNA ANALIZA REGIONU

Punktem wyjściowym naszych rozważań będzie okres górnodewoński, gdyż z osadami morskimi tego piętra zdaje się wiązać detrytus skał gabrowych (E. Bederke, 1929; J. Oberc, 1957). Skały górnodewońskie występują po północno-wschodniej stronie masywu gabrowo-diabazowego i dotychczas brak jest dowodów na to, że występowały po stronie południowo-zachodniej tego masywu. To samo możemy powiedzieć o tej części karbonu dolnego, w której wykształcone są utwory morskie.

W czasie zalewów morskich obydwu formacji obszar zajęty morzem znajdował się po północno-wschodniej stronie masywu gabrowo-diabazowego. Wchodzi on dzisiaj w głównej mierze w skład regionu bardzkiego.

Południowo-zachodni brzeg tegoż zalewu stanowić musiały skały gabrowe wraz z nieznaną bliżej starszą osłoną. Spotykając dużych bloków gabrowych w pobliżu górnodewońskich osadów Wapnicy w Dziłkowcu dopuszcza tęzę, że odłamy te powstawać mogły w pobliżu stromego wybrzeża o charakterze klifowym. Wspomniane odłamy wchodziły w skład tworzącego się sedymentu. Późniejsze dyslokacje spowodowały, że niektóre z tych odłamów dźwignięte zostały nawet w obręb łupków karbonu dolnego (K. Dziedzic, 1965).

Na zapleczu masywu gabrowo-diabazowego istniał obszar lądowy niezbyt chyba wysoko położony i zróżnicowany morfologicznie, skoro

1 — gneisses of the Sowie Mts.; 2 — block of the Karkonosze Mts.; 3 — Kaczawa Mts.; 4 — magmatic rocks of the Sobótka Mt; 5 — Bardo region; 6 — depression of Świebodzice; Intra-Sudetic trough; 7 — Lower Carboniferous; 8 — Upper Carboniferous and younger formations; 9 — area considered in the present article; I—I — marginal fault of Sudetes

B. Depresje karbońskie na masywie gabrowo-diabazowym (według Dathe'go, 1904, uzupełnione przez J. Dona i K. Dziedzica)

Carboniferous depressions in the area of gabbro-diabase massif (after Dathe, 1904, completed by J. Don and K. Dziedzic)

1 — metamorfik kłodzki; 2 — masyw gabrowo-diabazowy; a — gabra, b — diabazy, c — strefa przeobrażeń dynamicznych; 3 — zwietrzelina kopalna, brekcje i zlepnieńce; 4 — łupki pstrę i ogniotwale; 5 — utwory górnokarbońskie starsze od stefañskich; 6 — utwory westfalu i młodsze; 7 — uskoki; I—VI — depresje

1 — Kłodzko metamorphicum; 2 — gabbro-diabase massif; a — gabbros, b — diabases, c — zone of dynamic transformations; 3 — fossil weathered material, breccias and conglomerates; 4 — variegated and refractory shales; 5 — Upper Carboniferous formations older than the Stephanian ones; 6 — Westfalian and younger formations; 7 — faults; I—VI — depressions

C. Izopachyty westfalu w sąsiedztwie masywu gabrowo-diabazowego (według Bübnoffa, 1931)

Isopachytes of Westfalian formations in the neighbourhood of the gabbro-diabase massif (after Bübnoff, 1931)

w obrębie wszystkich wystąpień dewonu górnego aż po okolice Kłodzka znajdujemy raczej niegruby materiał detrytyczny w zlepieńcach.

Klifowe pobrzeże w związku z wyrównanym zapleczem mogło istnieć, gdy brzeg był dostatecznie wysoki, a zatem potoki uchodzące do morza pokonywać musiały morfologiczną zaporę, jaką stanowił wówczas masyw gabrowo-diabazowy. Jeśli wykluczymy możliwość wodospadów, wówczas powinniśmy przyjąć, że potoki uchodziły do morza poprzez głębokie kaniony wyziębione w skałach gabrowo-diabazowych.

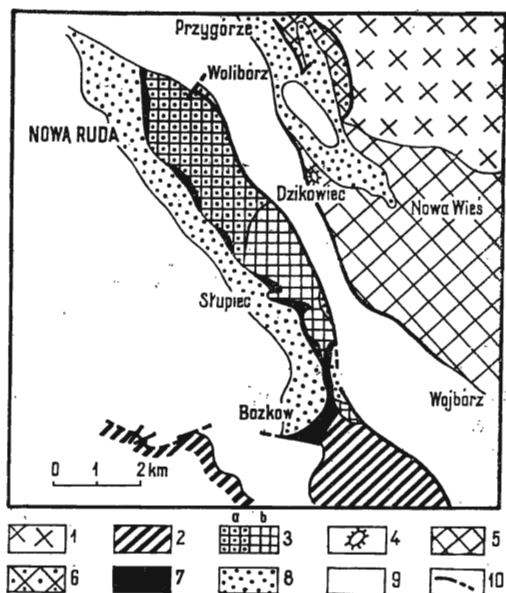


Fig. 2. Sytuacja geologiczna w sąsiedztwie masywu gabrowo-diabazowego (według Dathe'go, 1913, nieco uzupełnione)

Geological situation in the neighbourhood of the gabbro-diorite massif (after Dathe, 1913, somewhat completed)

1 — gnejsy Sowich Gór; 2 — metamorfik kłodzki; 3 — masyw gabrowo-diabazowy: a — gabra, b — diabazy; 4 — dewon górny; 5 — karbon dolny regionu bardzkiego; 6 — karbon dolny niecki śródsudeckiej; 7 — utwory omawiane w pracy; 8 — karbon górny; 9 — czerwony spagowiec (dolny perm); 10 — uskoki

1 — gneisses of the Sowie Mts.; 2 — Kłodzko metamorphicum; 3 — gabbro-diorite massif: a — gabbros, b — diabases; 4 — Upper Devonian; 5 — Lower Carboniferous of the Bardo region; 6 — Lower Carboniferous of the Intra-Sudetic trough; 7 — formations discussed in the present article; 8 — Upper Carboniferous; 9 — Rotliegendes (Lower Permian); 10 — faults

Doliny te były chyba aktualne jeszcze w okresie karbonu dolnego. Wskazuje na to orientacja otoczków niektórych dolnokarbońskich zlepieńców okolic Wojbórza i Sokolca, które gromadziły się wzdłuż plaży nadmorskiej, w stosunku do obszaru lądowego znajdującego się po jej południowo-zachodniej stronie (K. Dziedzic, 1964). Zatem w karbonie dolnym obszar zajęty przez morze znajdował się w dalszym ciągu po północno-wschodniej stronie masywu. Niewielka ilość lub nawet zupełny brak materiału krystalicznego (gabra, diabazy) w większości skał dolnokarbońskich regionu bardzkiego może wskazywać na dojrzałe stadium rozwoju dolin, wyrażające się ich wymodelowaniem i zbliżeniem den dolinnych do poziomu morza.

Z ustąpieniem morza i chwilowym obniżeniem bazy erozyjnej wiązała się zapewne przejściowa erozja, usuwająca częściowo z dna dolin materiał skalny, który obsuwał się ze zboczy. Materiał ten akumulowany był na przedłużeniu dolin i zależnie od tego, czy dolina przebiegała przez skały gabrowe czy diabazowe tworzyły się osady z przewagą jednych lub drugich elementów. Nie brak w nich również otoczków kwarcowych i innych składników transportowanych z zaplecza masywu krystalicznego. Odpowiednikami stożków napływowych tego okresu by-

łyby sedymenty z przewagą materiału gabrowego w okolicy Dzikowca, oraz z przewagą diabazów w rejonie Wojborza.

Z biegiem czasu następowało powolne wyrównywanie i powiększanie obszaru akumulacji tak, że dna dawnych dolin przeszły w stadium agradujące. Gromadziły one w swoim obrębie materiał lokalny, ku górze coraz to drobniejszy, co było związane ze wzrastającym wpływem chemicznego wietrzenia. W naszym przypadku okresowi temu odpowiadałyby pstrne utwory droбноziarniste wraz z podścielającą je serią zwietrzliny, brekcji zboczowej i zlepieńców. Jest zatem możliwe, że w okresie tym uległy częściowemu zasypaniu a zarazem zakonserwowaniu kopalne doliny, których początek sięga prawdopodobnie okresu dewońskiego.

Dalsze procesy akumulacyjne łączą się z górnokarbońskim okresem wietrzenia chemicznego zasadowych skał krystalicznych, których produkty zachowały się w postaci łupków ogniotrwałych, będących wynikiem dalej posuniętego chemicznego przeobrażenia (por. S. Bubnoff, 1931).

Zaznaczyć tu należy, że wpływ intensywnego wietrzenia chemicznego zarejestrowany został już w warstwach wałbrzyskich. Wyrazem tego są średnioziarniste kwarcowe zlepienie, szeroko rozprzestrzenione w regionie wałbrzyskim, a występujące również w okolicach między Woliborzem i Nową Wsią. Ich jednostajny skład, nie ulegający wahaniom w zależności od położenia geograficznego, pozwala wnioskować, że okres poprzedzający cechował się gruntownym wietrzeniem chemicznym. Obserwacje terenowe i porównania z dalszym obszarem niecki śródsudeckiej pozwalały przypuszczać, że zlepienie kwarcowe rejonu Woliborza nie stanowią najstarszego osadu warstw wałbrzyskich (K. Dziedzic, 1965). W okresie poprzedzającym zlepienie kwarcowe powstawały w okolicach Woliborza najprawdopodobniej skały droбноziarniste z przewarstwieniami węgla i utworów typu łupków ogniotrwałych. Wskazują na to nie tylko obserwacje poprzedników (K. Hoehne, 1953; J. Don, 1957, 1961), ale nade wszystko kierunki sedymentacji zlepieńców kwarcowych okolic Woliborza — Dzikowca. Kierunki te wskazują na transport materiału terygenicznego ogólnie od strony południowej (K. Dziedzic, 1965). Ponieważ zlepieńców kwarcowych nie sposób uważać za pochodzące ze skał gabrowych, przeto przyjąć należy, że kierunki sedymentacji nie uległy radykalnej przebudowie w porównaniu z okresem poprzednim, a co najwyżej ulec mogła pewnej modyfikacji sieć hydrograficzna na masywie gabrowo-diabazowym, w związku z wyrównaniem tegoż masywu wskutek wietrzenia. Prócz tego można by przyjąć, że obszar gabrowo-diabazowy w okresie sedymentacji zlepieńców kwarcowych stanowił odcinek wyrównanego profilu rzecznoego (K. G. Gilbert, 1887, *fide* M. Książkiewicz, 1959, str. 86), przez który płynące potoki zużywały swą energię na transport materiału pochodzącego z dalszego zaplecza. Jest prawdopodobne, że okresowi temu odpowiadają opisywane przez S. Bubnoffa (1931) podrzędne soczewki płaskowców, niekiedy zlepieńcowatych, z otoczkami kwarcu i skaolinizowanego skalenia spotykane w obrębie łupków ogniotrwałych.

Należy podkreślić, że od czasu osadzenia zlepieńców kwarcowych warstw wałbrzyskich sedymentacja późniejsza, po westfal włącznie, ma

charakter wybitnie typowy dla osadów karbonu górnego. Charakteru tego nie zaburzyły nawet ruchy tektoniczne fazy kruszczogórskiej, mimo że paleogeografia niecki śródsudeckiej uległa wtedy znacznej przebudowie.

Mając na uwadze stosunki paleogeograficzne rejonu noworudzkiego, skłonny byłbym wiązać początkowy etap tworzenia się łupków ogniotrwałych z okresem poprzedzającym powstanie zlepieńców kwarcowych z warstw wałbrzyskich.

Przedstawiony wyżej pogląd na genezę i sedymentację utworów rozwiniętych na masywie gabrowo-diabazowym wydaje się w prosty sposób tłumaczyć wiele niejasnych problemów tego obszaru. Okres tworzenia się omawianych w pracy osadów był długotrwały i uzależniony od różnorodnych czynników, jakie panowały w dolinach rzecznych. Stąd wynika pewna indywidualność osadu, wyrażająca się między innymi dużą zmiennością tak litologii, jak i miąższości, której nie sposób porównywać z miąższością podobnych utworów występujących w obszarach sąsiednich. Biorąc pod uwagę paleogeografię regionu a równocześnie uwzględniając litologię i wygląd skał można przypuścić, że poważniejsza depozycja rozpoczęła się na przełomie dolnego i górnego karbonu i trwała do okresu westfalskiego o tyle, o ile istniały po temu odpowiednie warunki. W okresie westfalskim nastąpiła generalna akumulacja po południowo-zachodniej stronie masywu gabrowo-diabazowego.

WNIOSKI OGÓLNE

Depresje na masywie gabrowo-diabazowym nie mają charakteru synklin. Układ skał wypełniających je nie ulega zasadniczej zmianie w zależności od położenia osadu w depresji. Układ ten jest mniej więcej stały we wszystkich depresjach i ogólnie stwierdzamy południowo-zachodni upad, przy średnim nachyleniu wynoszącym 20° . Zbliżone ułożenie wykazują też młodsze osady.

Należy przyjąć, że akumulacja zachodziła na powierzchni zbliżonej do horyzontalnej. Dotyczy to w każdym razie pstrych łupków rozwiniętych na zwietrzelinowym lub zlepieńcowatym podłożu. Jeśli wypowiedzi o genezie depresyjnych obniżen są słuszne, wówczas należałoby oczekiwać, że utwory te pierwotnie wypełniały całe doliny przecinające poprzecznie masyw gabrowo-diabazowy. Dzisiejsze skrawki ukazujące się wzdłuż południowo-zachodniego brzegu, a w niewielkiej liczbie również i po stronie przeciwnej, są fragmentami dolin, których północno-wschodnie krańce uległy w przewodze erozji.

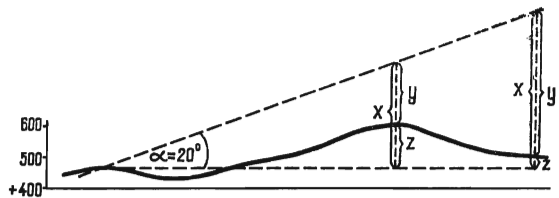
Wydaje się, że istnieje duża zależność między kątem nachylenia skał leżących na podłożu krystalicznym a stopniem i charakterem spiętrzenia masywu. W pobliżu południowo-zachodniego brzegu masywu nie obserwuje się większych dyslokacji, które byłyby przeszkodą dla takiego założenia. Przeciwnie, po stronie północno-wschodniej spotykamy dyslokację obcinającą większą część masywu gabrowo-diabazowego.

Jeśli uwzględnimy przeciętne nachylenie skał wypełniających depresje wynoszące 20° i przedłużymy dolną powierzchnię skał osadowych w kierunku, jaki wyznacza oś każdej depresji, tj. ogólnie ku wschodowi, wówczas otrzymamy wysokość, na jakiej znajdowałyby się skały osado-

we ponad kulminacjami dzisiejszego urzeźbienia. Przykład tego rodzaju postępowania podany na fig. 3 dotyczy linii przedłużonej od depresji III w kierunku okolicy wzgórza Przykrzec. Stosując takie obliczenia dla poszczególnych depresji otrzymamy następujące wartości względne w metrach dla oznaczeń zgodnych z fig. 3, gdzie x oznacza wartość wynikającą z poziomego i nachylonego ułożenia skał nad kulminacjami morfologicznymi, y odpowiada miąższości skał zerodowanych, a $z = x - y$ (por. tab. 1).

Fig. 3. Przykład wyliczenia miary spiętrzenia masywu gabrowo-dia bazowego (objaśnienia w tekście)

Example of calculating the uplifting of the gabro-dia base massif (explanations in the text)



Przytoczone wartości są dość zróżnicowane i wynikają z odległości, jaka oddziela depresje od kulminacji morfologicznych. Dla uniknięcia wpływu wynikającego z odległości zastosowano podobne obliczenia odniesione do uskoku ograniczającego masyw, podając odnośne wartości w prawej połowie tabeli 1. Z zestawienia tego wynika, że dla depresji I—III wartość x utrzymuje się w wysokich, ale zbliżonych granicach,

Tabela 1

Nr depresji	Dane odniesione do kulminacji morfologicznych			Dane odniesione do uskoku		
	x	y	$z (x - y)$	x	y	$z (x - y)$
I	395	317	78	420	440	-20
II	40	30	10	390	400	-10
III	320	182	138	420	375	45
IV	225	113	112	400	400	0
V	0	0	0	90	150	-60

a od depresji IV zaczyna opadać, tak że w pobliżu depresji VI zlepieńce diabazowe z obydwu stron diabazu łączą się prawie z sobą, wskazując na bardzo nieznaczne podniesienie diabazów w tej okolicy. Zwraca przy tym uwagę fakt, że granica zasięgu zlepieńców diabazowych, występujących po północno-wschodniej stronie diabazu, zakreśla łuk bardzo podobny do tych, jakie widzimy w depresjach występujących po stronie południowo-zachodniej. Wydaje się, że mamy tu zachowany fragment drugiej strony doliny, który ocalał przed erozją.

Sądząc na podstawie zestawienia zamieszczonego po prawej stronie tabeli 1 można wnioskować, że wypiętrzanie masywu gabrowo-dia bazowego przebiegało dość jednolicie, z wyjątkiem jego południowo-wschodniej części, dla której zaznacza się gwałtowna zmiana wartości x . Istnieje przypuszczenie, że zmiana ta wiąże się z jakimś poprzecznym pęknięciem. W skałach jednorodnych dyslokacje są trudne do zauważenia, nie-

mniej w północnej okolicy kol. Ugory prześledziłem strefę złupkowanych i częściowo schlorytyzowanych diabazów, biegnącą równoleżnikowo i na pewnym odcinku pokrywającą się z granicą diabazu grubo- i drobnoziarnistego. Jest bardzo prawdopodobne, że skały takie powstały wzdłuż powierzchni przemieszczeń.

Mechanizm spiętrzania całego masywu był prawdopodobnie złożony, chociaż, jak się najogólniej wydaje, wywołany przez ten mechanizm ruch upodabniał się do ruchu równi pochyłej, podnoszącej swe północno-wschodnie ramię wokół osi przebiegającej w przybliżeniu zgodnie z wydłużeniem masywu, a przypadającej mniej więcej na dzisiejsze południowo-zachodnie peryferie tegoż masywu.

Od czasu osadzenia utworów omawianych w artykule ruchy podnoszące, przynajmniej pewne części masywu, zaznaczały się już w schyłkowym okresie westfałskim. Wskazują na to obserwacje, jakie przeprowadziłem w dolnej części utworów stefañskich okolic Dzikowca. W utworach tych występują duże otoczaki, wśród których znaczna część należy do gruboziarnistych diabazów (K. Dziedzic, 1965). Spostrzeżenia nad sedymentacją czerwonego spagowca prowadzą również do wniosku, że w pewnym okresie tej formacji niektóre partie przykrytego wówczas masywu gabrowo-diabazowego dawały znać o sobie jako obszary o tendencjach podnoszących (K. Dziedzic, 1961). Na wypiętrzanie masywu w okresie ruchów saksońskich wskazują J. Oberc (1957) i J. Don (1961). Z pracy J. Dona (l. cit.) wnioskować można, że powolne podnoszenie nie zostało ukończone.

* * *

Przedyskutowane zagadnienia odnoszące się do karbońskiego otoczenia masywu gabrowo-diabazowego można by ująć w następujących punktach:

1. Najniższe człony zespołu osadowego, spoczywającego na masywie gabrowo-diabazowym Nowej Rudy oraz w jego najbliższym sąsiedztwie wykazują duże podobieństwo do utworów tego samego typu wtrąconych w obręb serii dolnokarbońskiej regionu bardzkiego. Utwory te różnią się od akumulacji górnokarbońskiej, za jaką były uważane. Istnieją przesłanki natury paleogeograficzno-sedymentacyjnej, aby omawiane utwory rozpatrywać jako akumulację okresu przejściowego między dolnym i górnym karbonem. Akumulacja ta przechodzi ku górze w osady karbonu górnego.

2. Depresyjne zakłębłości, w których zachowała się najstarsza akumulacja na podłożu krystalicznym, zdają się mieć naturę erozyjną i odpowiadają pogrzebanym dolinom rzecznych, wypreparowanym jeszcze w okresie dewońskim. W okresie tym tworzyły one zespół kanionów, którymi uchodziły potoki do mórz dewońsko-dolnokarbońskich. Wstępne stadium zasypywania dolin przypada prawdopodobnie na okres schyłkowy karbonu dolnego, przy czym proces ten trwał przez dolną część karbonu górnego, kiedy to obszar ten uległ daleko idącemu wyrównaniu.

3. Spiętrzanie gabrowego podłoża pociągało za sobą wychylenie z poziomu karbońskiej depozycji, spoczywającej na masywie gabrowo-diabazowym. Wypiętrzanie upodabniało się do ruchu równi pochyłej o podno-

szącym się północno-wschodnim ramieniu i zachodziło wokół osi o kierunku sudeckim, przypadającej mniej więcej w strefie granicznej zespołu westfalskiego i utworów starszych. Ruchy wypiętrzające masyw gąbrowo-diabazowy znajdują oddźwięk w akumulacji młodopaleozoicznej najbliższego otoczenia.

4. Przedstawiony materiał stanowi podstawę do zrewidowania dotychczasowego poglądu i dalszej dyskusji nad perspektywami i kierunkami prac badawczych zmierzających do dokładniejszego rozeznania i ewentualnego wykrycia pól węglowych i łupków ogniotrwałych.

Katedra Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, ul. Cybulskiego 30
Nadesłano dnia 9 maja 1964 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEDERKE E. (1929) — Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. d. Geol. u. Paläont.*, **23**, p. 429—524. Berlin.
- BEDERKE E., FRICKE K. (1942) — Das Niederschlesische Gebiet (Innersudetisches Steinkohlenbecken). *Dtsch. Steinkohlenbergbau*, cz. I, p. 227—242. Essen.
- BERG G. (1925) — Die Gliederung des Obercarbons und Rotliegenden im Niederschlesisch-Böhmischen Becken. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, **46**, p. 68—84. Berlin.
- BUBNOFF S. (1931) — Die westphälische Sedimentation und die asturische Phase in der innersudetischen Mulde. *Fortschr. Geol. u. Paläont.*, **9**, nr 29, p. 407—497. Berlin.
- DATHE E. (1904) — Blatt Neurode und Erläuterungen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
- DATHE E., PETRASCHECK W. (1913) — Geologische Übersichtskarte des Niederschlesisch-Böhmischen Beckens. *Königl. Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
- DON J., DZIEDZIC K. (1967) — Mapa geologiczna okolic Nowej Rudy. Przewodnik do XXX Zjazdu [Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej]. Wrocław.
- DON J. (1961) — Utwory młodopaleozoiczne okolic Nowej Rudy. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Wrocławskiego*, [B], nr 6. Wrocław.
- DZIEDZIC K. (1957) — Stratygrafia, tektonika i paleogeografia górnego karbonu i czerwonego spągowca Ziemi Kłodzkiej. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, p. 120—132. Wrocław.
- DZIEDZIC K. (1961) — Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. *Studia geol. pol. PAN*, **6**. Warszawa.
- DZIEDZIC K. (1964) — Orientacja otoczków i jej geologiczne znaczenie. *Geologia Sudetica*, cz. I. Warszawa.
- DZIEDZIC K. (1965) — Stosunek górnego karbonu do podłoża w północno-wschodniej części noworudzkiego rejonu węglowego. *Acta geol. pol.*, **15**, nr 2. Warszawa.
- GOTHAN W., GROPP W. (1933) — Paläobotanisch-stratigraphische Untersuchungen im niederschlesischen Karbon. *Zs. f. Berg. Hütten u. Salinenw.*, **81**, p. 88—98. Berlin.
- HOEHNE K. (1953) — Ein neues Vorkommen von chromhaltigem Alumohydrocalcit

im niederschlesischen Bergbaugesbiet. Neues Jahrg. f. Mineral., 2, p. 45—50. Stuttgart.

KLJAK E. (1933) — Die Karbonverwitterung des Gabbros von Neurode (Schlesien). Chemie der Erde., 8, p. 58—166. Jena.

KSIĄŻKIEWICZ M. (1959) — Geologia dynamiczna. Warszawa.

OBERC J. (1954) — Variscian Tectonics of the Sudetic Mountains illustrated by the Example of the Bardo Mountains. Congr. Geol. Int., 2-me partie f. XIV. Alger.

OBERC J. (1957) — Region Gór Bardzkich (Sudety). Wyd. Geol. Warszawa.

OBERC J. (1957a) — Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego. Biul. Inst. Geol., 123. Warszawa.

SCUPIN H. (1937) — Pseudo-Orogenese im mittelsudetischen Juggaläozoicum. Zbl. Miner., [B], p. 9—23, 65—78. Stuttgart.

Казимеж ДЗЕДЗИЦ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КАРБОНОВЫХ ПОНИЖЕНИЙ НА НОВОРУДЗКОМ ГАББРО-ДИАБАЗОВОМ МАССИВЕ

Резюме

В статье обсуждается вопрос происхождения, встречающихся на Новорудзком габбро-диабазовом массиве, понижений, выполненных отложениями карбона. Высказывается мнение относительно их эрозионного происхождения. Эти понижения отвечали бы засыпанным речным долинам, сформировавшимся в девонском периоде. Начальные стадии заполнения долин, следовательно и возраст древнейшей аккумуляции, выполняющей указанные формы, относятся к концу нижнего карбона.

Kazimierz DZIEDZIC

GENESIS OF THE CARBONIFEROUS TROUGHS IN THE AREA OF THE NOWA RUDA GABBRO-DIABASE MASSIF

Summary

In the present article the author discusses the genesis of the depressions occurring in the area of the Nowa Ruda gabbro-diabase massif, which are filled up with the Carboniferous deposits. Moreover, an opinion on their erosional origin is given, too. They would correspond to the filled up river valleys formed at the Devonian period. The initial stages of the filling up process of these valleys, thus the age of the oldest deposits occurring in these forms, fall on the decline of the Lower Carboniferous period.