

Jaroslav DVORÁK

Rzówj facjalno-litologiczny dewonu i karbonu w Sudetach Wschodnich i na Morawach*

WSTĘP

Ut看ry niezmetamorfizowanego dewonu i karbonu, pojawiające się sporadycznie na polskim terytorium między Głuchołazami a Boguminem, są tylko niewielką częścią serii szeroko występujących na terenie Moraw. Pózycja stratygraficzna tych serii i ich litologiczne wykształcenie na obszarze Moraw były przedmiotem licznych badań. Piśmiennictwo zawierające wyniki prac stratygraficznych, petrograficznych, tektonicznych obejmuje kilkaset pozycji (przeważnie w języku czeskim). Szczególnie dużo pracy w poznanie budowy geologicznej tej części Sudetów i ich otoczenia włożyli R. Kettner, K. Patteisky, J. Stejskal, a zwłaszcza K. Zapletal (fig. 1).

W niniejszej pracy autor, opierając się na krytycznym przeglądzie dotychczasowej literatury oraz na własnych pracach terenowych, dokonuje próby wstępnego syntetycznego omówienia problemów facjalnych i litologicznych Sudetów Wschodnich.

SPAŁOWE OSADY KLASTYCZNE DEWONU

Kwarcyty i zlepińce morskiego pochodzenia są obecnie dobrze znane jedynie z wrbneńskiego obszaru Wysokiego Jesionika (J. Wilschowitz, 1932). Pozostałe osady klastyczne, mające w większości czerwone zabarwienie, są przypuszczalnie facjalnym odpowiednikiem old redu (K. Zapletal, 1922—1923) na starszej powierzchni, lekko nachylonej ku północy i otaczającej zupełnie płytkie morze dolnodewońskie. Czerwone, przeważnie monomiktyczne, osady klastyczne świadczące o wyrównanym charakterze ówczesnej rzeźby osadziły się jako rozległe deluwia w płytkich bezodpływowych nieckach w czasie gorącego klimatu pustyniowego; o faktach tych świadczy rytmiczne przekładanie się warstw bardzo dobrze posortowanych zlepińców monomiktycznych z warstwami nieposortowanych piaskowców arkózowych.

* Tłumaczył z czeskiego Leszek Sawicki

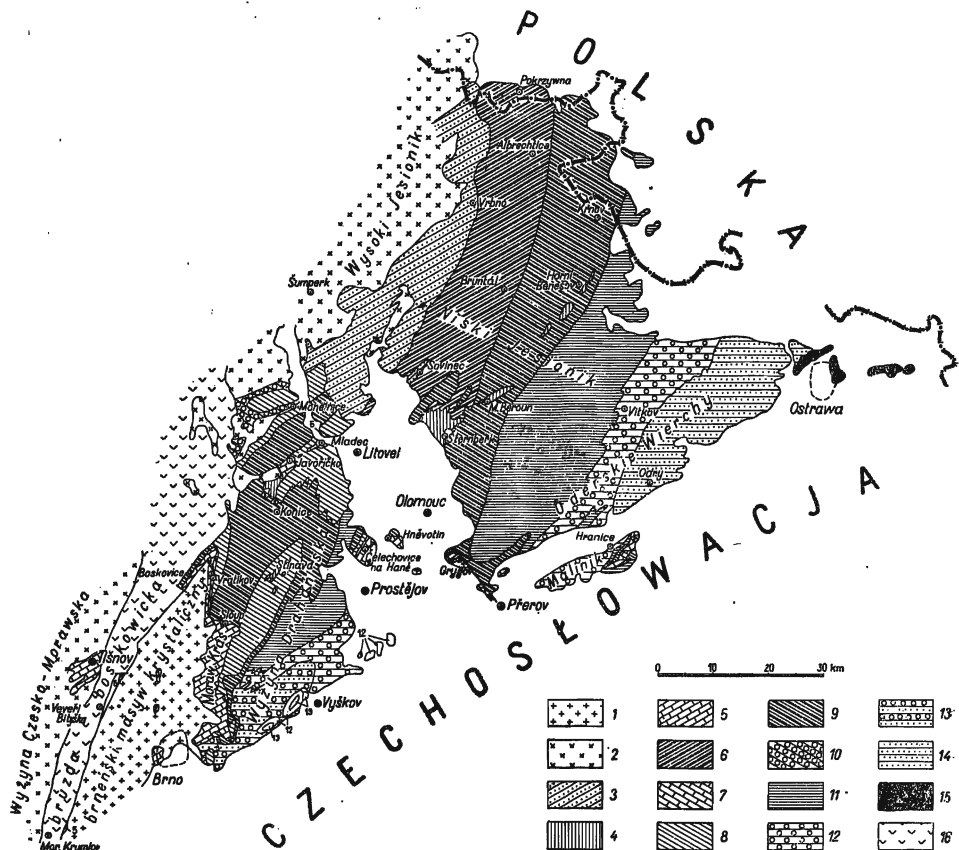


Fig. 1. Schematyczna mapa geologiczną morawskiego dewonu i karbonu, zestawiał J. Dvořák według map O. Hyniego, K. Patteitsky'ego, K. Zapletal, R. Kettnera i innych

Diagrammatic map of the Moravian Devonian and Carboniferous, compiled by J. Dvořák according to maps prepared by O. Hynie, K. Patteitsky, K. Zapletal, R. Kettner, and others

1 — granit brneński, 2 — krystalinik przeddewoński, 3 — dewon warstw wrbneńskich, 4 — dewon pasma beneszowsko-szternberskiego oraz głębsze facje dewonu na Wyżynie Drahańskiej, 5 — dewon w facji morawskiego krasu, 6 — dewon w facji warstw andelohorskich, 7 — turnej w facji węglanowej, 8 — turnej w facji pelitycznej, 9 — turnej w facji szarogłazów beneszowskich, 10 — turnej w facji zlepieńcowej, 11 — wizen w facji łupków morawickich, 12 — wizen w facji szarogłazów hradeckich, 13 — wizen w facji zlepieńców Wyżyny Drahańskiej, 14 — wizen w facji warstw kyjowickich, 15 — namur i westfal w okolicy Ostrawy, 16 — stefan i perm w bruździe boskowickiej

1 — Brno granite, 2 — Pre-Devonian crystalline rocks, 3 — Devonian of Vrbové beds, 4 — Devonian of the Benešov — Šternberk ridge, and deeper Devonian facies on the Drahaňská Upland, 5 — Devonian in facies of Moravian Kras, 6 — Devonian in facies of Andeľská Hora, 7 — Tournaisian in carbonate facies, 8 — Tournaisian in pelitic facies, 9 — Tournaisian in Benešov greywacke facies, 10 — Tournaisian in conglomerate facies, 11 — Visean in facies of Moravica shales, 12 — Visean in facies of Hradeck greywacke, 13 — Visean in facies of Drahaňská Upland conglomerates, 14 — Visean in facies of Kyjovice beds, 15 — Namurian and Westphalian in region of Ostrava, 16 — Stephanian and Permian in Boskovice furrow.

Rozwój tych osadów klastycznych, w obszarach niezalanych przez środkowo- lub górnodewońską transgresję, trwał nieprzerwanie aż do górnego dewonu (zapewne do dolnego franu).

NAJWYŻSZA CZĘŚĆ DOLNEGO DEWONU I DOLNA CZĘŚĆ ŚRODKOWEGO DEWONU

W najwyższym koblencu i w eiflu osadzają się w stropie podstawowych osadów klastycznych czarnoszare tentakulitowe łupki ilaste. Rozwijały się one na dość dużym obszarze i zajmowały pierwotnie znaczną część Wysokiego i Niskiego Jesionika (R. Kettner, 1939) oraz Wyżyny Drahańskiej (B. Bouček, 1937). Fauna ma w większości charakter pelagiczny, co świadczy o tym, że morze było otwarte i dość głębokie (głębsza strefa nerytyczna).

W łupkach tych występuje często zaczątkowy wulkanizm zasadowy. Przy progach (Vrbno, Benešov i inne) i na skrajach niecki (Jesenec, Sovinec i inne) występują w górnych partiach łupków wyklinowujące się wkładki i partie organodetrytycznych wapieni krynoidowych i koralo- wych. Rozwój wapieni był związany zarówno z ciepłotą wody morskiej, odpowiadającą warunkom ówczesnego wietrzenia pustyniowego na lądzie, jak i z juvenilnym dopływem Ca z zasadowych efuzji (albityzacja).

WYŻSZA CZĘŚĆ ŚRODKOWEGO DEWONU I NAJNIŻSZA CZĘŚĆ DEWONU GÓRNEGO

Na pograniczu eiflu i żywetu teren Wysokiego Jesionika, leżący na zachód od wrbneńskiego obszaru, został wydźwignięty i sfałdowany. Na obszarze wrbneńskim świadectwem tej górotwórczej fazy jest stopniowe przejście sedymentacji pelitycznej i węglanowej (eiflu) w sedymentację pelityczną i psamityczną o charakterze fliszowym (żywet i górny dewon — warstwy andelohorskie). Miejscami pojawiają się wkładki zlepieńców.

Powyższe osady synorogeniczne wypełniły płytką nieckę, która ku zachodowi stale dźwigała się, a ku wschodowi pogłębiała (P. Altar, 1931; M. Eliáš, 1956). Osady mają charakter utworów osadzonych na pochyłości (ześlizgi podwodne). Wśród warstw andelohorskich występują ostatnie wylewy diabazowe (okolice Albrechtic w Górach Opawskich i Pokrzywna w Polsce; L. Sawicki, 1959).

Jednocześnie z fałdowaniem na zachodzie następuje zwięzienie się całego basenu sedymentacyjnego. W miejscu dzisiejszego pasma szternbersko-beneszowskiego dochodzi do powstania kordyliery, która przypuszczalnie w środkowej części wystawała nawet nad powierzchnię morza (fig. 2).

Na wschodnim obrzeżeniu tej kordyliery była głębia, w której osadzili się łupki krzemionkowo-ilaste z grubszymi wkładkami radiolarytów. Osady te są współczesne warstwom andelohorskim i sięgają do najwyższego dewonu. Jest to typowy osad wiążący się z głębszymi partiami geosynklin wulkanicznych; zazwyczaj obejmuje on pewną część cyklu sedymentacyjnego i wulkanicznego.

W porównaniu z warstwami andelohorskimi, warstwy te osiagają niewielkie miąższości.

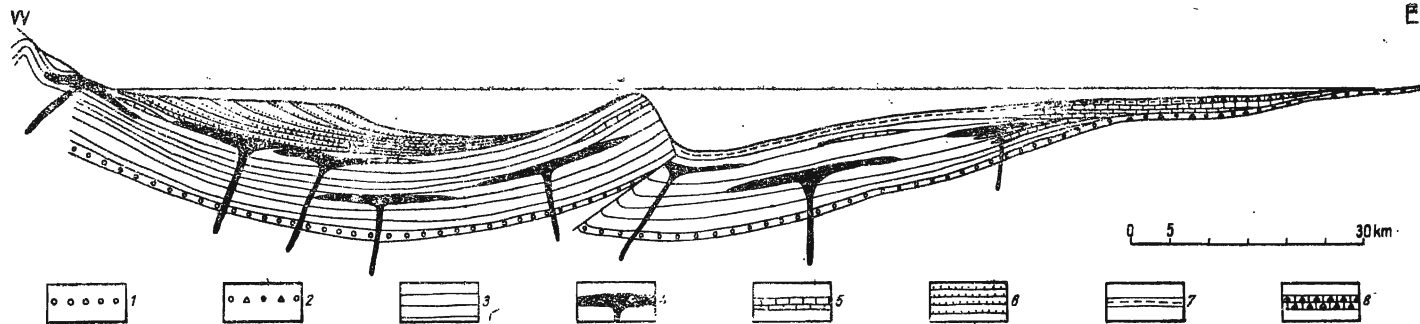


Fig. 2. Schematyczny przekrój przez geosynklinę dewońską w obszarze między Jesionikami a okolicami Ostrawy. Stan po sedymentacji przed fałdowaniem (przekrój znacznie przewyższony)

Diagrammatic section across Devonian geosyncline, in area between Jesioniki and the Ostrava region. Conditions after sedimentation, before folding (section considerably exaggerated)

1 — osady morskie klastyczne, 2 — osady lądowe klastyczne typu "old red", 3 — łupki tentakulitowe, 4 — łupki tentakulitowe z wylewami diabazów, 5 — łupki tentakulitowe z warstwą wapieni, 6 — warstwy andelohorskie, 7 — łupki krzemionkowe z radiolarytami, 8 — facja węglanowa żywetu i górnego dewonu na geosynklinie

1 — clastic marine deposits, 2 — continental clastic deposits of Old Red type, 3 — *Tentaculites* shales, 4 — *Tentaculites* shales with limestone beds, 5 — Andelská Hora beds, 7 — siliceous shales with *Radiolarites*, 8 — carbonate facies of Givetian and Upper Devonian in geanticline

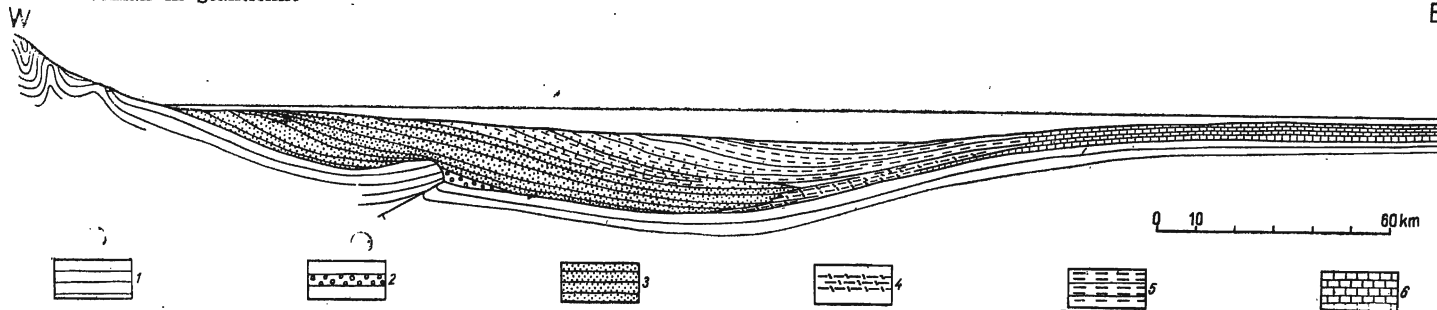


Fig. 3. Schematyczny przekrój przez geosynklinę turnejsko-dolnowizeńską między Jesionikiem Niskim a okolicami Ostrawy (przekrój znacznie przewyższony)

Diagrammatic section across Tournaisian — Lower Visean geosyncline, between Jeseník Niský and the Ostrava region (section considerable exaggerated)

1 — dewon, 2 — zlepńce berounskie, 3 — szarogłazy beneszowskie, 4 — hradeckie łupki trylobitowe, 5 — łupki morawickie, 6 — węglanowa facja turneju i dolnego wizenu

1 — Devonian, 2 — Beroun conglomerates, 3 — Benesov greywacke rocks, 4 — Hradec trilobite shales, 5 — Moravica shales, 6 — carbonate facies of Tournaisian and Lower Visean.

Ruchy górotwórcze i wynurzenie się zachodniej części Wysokiego Jesionika spowodowały szeroką transgresję żywetu (K. Zapletal, 1926) na tę część geantykliny, na której dotychczas przebiegał proces peneplicacji i tworzenie się czerwonych osadów o charakterze old red. Transgresja posuwała się głównie ku wschodowi i na południe. W czasie transgresji została zalana cała geantyklina olcuniecka i część geantykliny granitu brneńskiego oraz depresja między granitem brneńskim a morawikiem (bruzda boskowicka). Przez granit brneński morze transgredowało powoli i stopniowo w ciągu żywetu i dolnego franu (K. Zapletal, 1922—23), wskutek czego granit brneński nie został całkowicie zalany przez morze, lecz był stałe zmniejszającą się wyspą lub półwyspem. Początkowo przeważała sedimentacja węglanowa płytkiego morza, z gruboskorupowym ramienionogiem *Bornhardtina* cf. *scalensis* Biernat (V. Havlíček, 1950). Wapienie z tego morza mają barwy ciemne; przewarstwiają się tu odmiany o charakterze organodetrytycznym z odmianami zbitymi. Wszędzie wapienie zawierają domieszkę Mg, a w okolicy Přerova warstwy te wykształcone są jako wapienie dolomityczne. Ku stropowi polepszyły się warunki życiowe organizmów. Rozwijały się tu formy (*Amphipora*), które wymagały już wody czystszej i spokojniejszej, tzn. mniej poruszanej przez falowanie i prądy morskie (J. Jarka, 1948). W najwyższych warstwach tego cyklu znacznie rozwinęła się fauna koralowa, amfiporowa i stromatoporowa. Nastąpiła stosunkowo szybka sedimentacja czystych wapieni koralowych, stratygraficznie odpowiadających najwyższemu żywetowi i dolnemu, a miejscami nawet całemu franowi.

GÓRNY DEWON (Z WYJĄTKIEM NAJNIŻSZEJ CZĘŚCI)

W obszarze warstw andelohorskich i łupków krzemionkowo-ilastych z radiolarytami trwa wspomniana sedimentacja przez cały górny dewon aż do granicy między dewonem a karbonem. W okolicy Sternberku łupki z radiolarytami przechodzą ku stropowi w czarnoszare łupki ilaste warstw andelohorskich. W obszarze sedimentacji węglanowej żywetu i franu, na zboczach geantyklin, w stropie wapieni koralowych franu, dochodzi do rozdzielenia basenów sedimentacyjnych i do obfitej sedimentacji różnych osadów węglanowych z licznymi pelitowymi wkładkami, a miejscami też z domieszką osadów psamitowych. W tym okresie też zaczynają się pogłębiać baseny sedimentacyjne otaczające geantykliny. Morze ustępuje z geantyklin i tworzą się regresyjne brekcje wapienne (miejscami piaszczyste), przechodzące w dobrze posortowane wapienie organodetrytyczne (południowa część morawskiego krasu, Veverí Bityška; J. Jarka, 1948). W partiach bardziej oddalonych od brzegu osadzają się gruzłowe wapienie z pelagiczną fauną (północna część morawskiego krasu, Hranice) lub ciemne płytowe wapienie organodetrytyczne i wapienie ilaste z wkładkami łupków oraz łupki ilaste (okolice Olomuńca i Konic).

Facja krzemionkowych łupków z radiolarytami, pierwotnie powstająca jedynie w zagłębieniu za kordyliera, w środkowej części Niskiego Jesionika pod wpływem silnego obniżenia się geantyklin „przesuwa się” na południe, wschód i zachód, w miejscach, gdzie dotychczas trwała sedimentacja płytkiej strefy nerytycznej. W tym okresie dochodzi do za-

tarcia się różnicy między facją głębszą, rozwiniętą w środkowej części basenu, a facją brzezną. Najlepszym przykładem jest obszar dewonu Konic, gdzie wyraźnie obserwujemy przejście od facji głębszej do facji płytkowodnej.

We wszystkich wyżej opisanych wapieniach — z wyjątkiem wapieni gruzłowych — występują liczne rogowce i radiolaryty.

W okresie tej sedymentacji rozwija się miejscami fauna pelagiczna (tentakulity), dość liczny jest bentos, niezależny od czystości środowiska wodnego (ramienionogi, małżoraczki, małże). Bentos osiadły, związany wyłącznie z wodą czystą, jest stosunkowo rzadki (tetrakorale i tabulata w brekcjach).

DOLNA CZĘŚĆ DOLNEGO KARBONU

Turnej na Morawach jest również wykształcony w kilku facjach (fig. 3). Ogólnie biorąc, od zachodu ku wschodowi osady są coraz bardziej drobnoziarniste, przy czym zmniejsza się ich miąższość. W środkowej partii Niskiego Jesionika utworzyły się kilkusetmetrowej grubości warstwy gruboławicowych szarogłazów beneszowskich (K. Patteisky, 1929) z podrzędnymi wkładkami drobnoziarnistych zlepieńców i łupków piaszczystych. Szarogłazy beneszowskie leżą zarówno w nadkładzie warstw andelohorskich, jak i w nadkładzie dewonu szternbersko-beneszowskiego. Lokalnie u podstawy szarogłazów beneszowskich osadziły się zlepieńce berounskie (J. Jaroš, Z. Misař, 1955). Niezgodne ułożenie dolnokarbońskich skał na środkowej części dewońskich wysp pasma szternbersko-beneszowskiego można wyjaśnić najsilniej podnoszoną w tych miejscach geantykliną i jej denudacją. W okolicy Šternberku na szaroczarnych łupkach ilastych warstw andelohorskich leżą zgodnie dolnokarbońskie szarogłazy beneszowskie bez zlepieńca podstawowego (berounskiego).

Górne poziomy warstw beneszowskich zbudowane są z płytowych oraz ławicowo uwarstwionych szarogłazów i piaskowców szarogłazowych, przewarstwiających się z wkładkami łupków ilastych, tej samej miąższości, co szarogłazy. Zawierają one przewarstwienia i drobne wkładki mułowców zgniecionych licznymi podmorskimi ślizgami. Piaskowce zawierają miejscami odłamki flory lądowej. Część tej serii z frakcjonalną sedymentacją o charakterze fliszowym należy prawdopodobnie już do najniższej części wizenu.

W okolicy Grygova i Krčmana, a więc we wschodniej części Moraw, podstawę szarogłazów beneszowskich stanowią łupki ilaste. Właściwa natomiast seria szarogłazów beneszowskich osiąga grubość zaledwie około 150 m (V. Havlíček, 1950). Koło Hranic szarogłazy beneszowskie są już zastąpione w dolnej części przez brekcje wapienne utworzone z odłamków leżących w podłożu wapieni dewońskich i czarnych rogowców. Brekcja ta przechodzi lateralnie w czarnoszare wapienie organodetrytyczne z węglanowymi oolitami i liczną karbońską fauną koralową. Litologicznie wapienie powyższe całkowicie odpowiadają wapieniowi węglowemu z Belgii i okolic Krakowa; miąższość ich wynosi około 25 m.

W wyższych partiach wapienie są zastępowane przez łupki ilaste, miejscami piaszczyste, miąższości 25–30 m; przejście z niższych wapieni organodetrytycznych w opisywane łupki ilaste jest stopniowe. Łupki

te zawierają bogatą faunę trylobitową, określającą w sposób pewny ich wiek turnejski.

Ku wschodowi paleozoik zanurza się pod młodsze utwory karpackie. Na powierzchnię wychodzi dopiero w okolicy Dębника i Zalasu pod Krakowem. Turnej jest tu rozwinięty całkowicie w facji wapienia węglowego i wykazuje stopniowe przejście od dewonu. Bloki wapienia węglowego znajdowano także w trzeciorzędzie Karpat polskich i czechosłowackich. Świadczy to o tym, że wapień węglowy rozpościerał się również na południe od Krakowa, pod Karpatami. Wapień węglowy jest więc stratygraficznym odpowiednikiem szarogłazów beneszowskich, wapieni z Hranic i trylobitowych łupków ilastych.

Na Wyżynie Drahańskiej (na południe od Niskiego Jesionika) stosunki facjalne najniższego karbenu nie są na razie dostatecznie wyjaśnione. Przypuszczać należy, że facja andelohorska górnego dewonu na obszarze Wyżyny Drahańskiej nie rozwinęła się. W zachodniej części Wyżyny Drahańskiej podstawowe partie turnaju są rozwinięte w facji łupków ilastych, partie zaś wyższe — w facji szarogłazów beneszowskich, o miąższościach nieco mniejszych niż w Niskim Jesioniku. W północno-zachodniej części tego obszaru, w dolnym karbonie, trwała transgresja morska sięgająca ku zachodowi aż na obszar moldanubiku. Osadziły się tu w podstawowej części gruboottczakowe zlepieńce, a w ich stropie szarogłazy, często przewarstwiające się z łupkami ilastymi (K. Mann, 1948). Morze wkroczyło tutaj prawdopodobnie do śródgórskiej depresji otoczonej młodymi wysokimi górami. Z materiału zlepieńców można wnioskować, że na moldanubiku nie leżały wówczas żadne inne serie skalne. Jasne więc, że jego metamorfizm jest stary, przedwaryscyjski.

Na zachodnim obrzeżeniu granitu brneńskiego turnej wykształcony jest jedynie w facji szarogłazów beneszowskich.

Dewon w okolicy Konic przechodzi stopniowo w karbońskie łupki ilaste barwy czarnoszarej, z wkładkami i poziomami szarogłazów. Turnej w facji łupkowo-ilastej, ze stopniowym przejściem do dewonu, wykształcił się również na wschodnim obrzeżeniu granitu brneńskiego oraz w pasmie wratikowsko-niemczyckim i w północnej części morawskiego krasu (Ostrov). W środkowej i południowej części morawskiego krasu po krótkiej luce sedymentacyjnej dochodzi z powrotem — po górnodewońskiej częściowej regresji — do stopniowej transgresji. Osadzają się powtórnie łupki ilaste z wkładkami i poziomami piaskowców, a w okolicy Brna — również piaszczyste wapień. Koło Křtin zawarte są w łupkach drobne otoczaki skał dewońskich. Na łagodnie wyniesionych partiach wapieni dewońskich nie osadzały się łupki ilaste z piaskowcami i wapieniami.

Turnej jest więc wykształcony na Wyżynie Drahańskiej w facji szarogłazów beneszowskich (lokalnie w facji grubych zlepieńców) oraz w facji łupków ilastych, miejscami z wkładkami szarogłazów, piaskowców i wapieni. Ku wschodowi, pod Karpatami, nie można już bezpośrednio śledzić rozwoju karbońskich osadów. Jedynie na podstawie szaroczarnych otoczaków wapieni z dolnokarbońską fauną, jakie znaleziono w zlepieńcach wżenu w południowej części Wyżyny Drahańskiej, można sądzić, że we wschodniej części dolnokarbońskiego basenu sedymentacyjnego, ukrytego dziś pod Karpatami, turnej jest wykształcony w facji węglanowej.

GÓRNA CZĘŚĆ DOLNEGO KARBONU

Warstwy przejściowe z szarogłazów beneszowskich do łupków morawickich w Niskim Jesioniku należą już do dolnego wizenu. W morawickich łupkach miejscami znajduje się typowa pelagiczna fauna goniatytowa z małżami prowadzącymi pseudoplanktoniczny tryb życia. Odpowiada ona środkowemu wizenowi. Łupki morawickie lokalnie przewarstwiają się z wkładkami szarych mułowców, wskutek czego skała przybiera wyraźnie laminowaną teksturę. Wkładki i przewarstwienia piaskowców bywają bardzo często powygniatane podwodnymi ślizgami. Miejscami tworzą się formy „łzowe”¹, biegnące zawsze od zachodu ku wschodowi.

W piaskowcach występują bardzo często liczne fragmenty flory lądowej; są one nieuporządkowane. W drobnych szaroczarnych łupkach ilastych fragmenty te występują bardzo rzadko. Wypływa stąd wniosek, że grubszy materiał terygeniczny był przenoszony do basenu sedymentacyjnego razem z florą z pomocą prądów zawieszinowych. Prądy te przenosiły części flory nawet na znaczne odległości od wybrzeży.

W łupkach morawickich miejscami występują też warstwy szarogłazów, lokalnie zawierające wkładki zlepieńców. W zlepieńcach spotyka się liczne duże toczenie czarnych łupków ilastych, pochodzące przypuszczalnie z niedalekiego podłoża, i mniejsze otoczaki błyszczących, sfałdowanych łupków fylitowych, które przypominają łupki zachodniej części warstw andelohorskich. Jest więc wysoce prawdopodobne, że w tym okresie warstwy andelohorskie były już sfałdowane i poddane denudacji. Toczenie łupków z pobliskiego podłoża i ogólny charakter sedymentacji wskazują na to, że osady kulkowe miały charakter deltowy.

Również i na Wyżynie Drahańskiej występują równoważniki łupków morawickich, wykształcone w facji łupków ilastych z wkładkami i warstwami szarogłazów i podrzędnie zlepieńców. Miejscami szarogłazy przeważają nad łupkami ilastymi.

Okres sedymentacji łupków morawickich jest pod względem ruchów górotwórczych okresem spokojniejszym. Miąższość łupków morawickich zmniejsza się ku wschodowi. W zachodniej części Niskiego Jesionika wynosi ona z pewnością ponad 800 m, w okolicy Hranic dochodzi w przybliżeniu do 200 m, ku wschodowi łupki morawickie ponownie przechodzą w fację węglanową, znaną zarówno z Dębника pod Krakowem, jak i z egzotycznych bloków w Karpatach.

Nad łupkami morawickimi w Niskim Jesioniku osadziły się szarogłazy hradeckie (fig. 4). Miejscami na łupkach morawickich ostro odcinają się średnioziarniste zlepieńce, których grubość warstw osiąga 5÷20 m. Miejscami zaś przejście z łupków morawickich jest zupełnie stopniowe. Dolną część tej serii reprezentują warstwy szarogłazów przewarstwiającej się z drobno i średnioziarnistymi zlepieńcami zawierającymi liczne otoczaki skał krystalicznych i szarogłazów karbońskich (przypuszczalnie beneszowskich); grubość tych warstw wynosi 1÷5 m.

W wyższych poziomach tej serii rozwinięta jest typowa sedymentacja cykliczna. Pełny jej cykl przedstawia się następująco: łupki piaszczyste — szarogłazy — drobnoziarniste zlepieńce — szarogłazy — łupki piaszczyste.

¹ Formy łzowe (slzovitě útvarý) = denne formy splywowe, kształtu splywającej kropki, w przekroju podłużnym.

Równoważnikami szarogłazów hradeckich na Wyżynie Drahańskiej (a w części południowej także równoważnikami łupków morawickich) są gruboziarniste, miejscami nawet gładzowe, zlepieńce z lokalnymi wkładkami szarogłazów i pojedynczymi, zupełnie podrzędnymi wkładkami łupków piaszczysto-ilastych z fauną górnego wizenu.

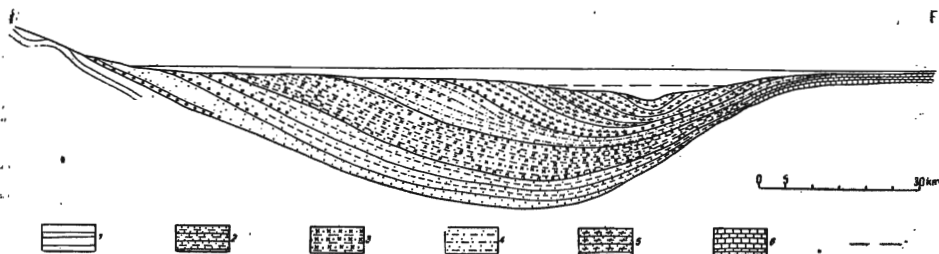


Fig. 4. Schematyczny przekrój przez geosynklinę górnowizeńsko-namunsko-westfalską między Jesionikiem Niskim a okolicami Ostrawy. Stan po sedymentacji przed fałdowaniem (przekrój znacznie przewyższony)

Diagrammatic section across Upper Visean-Namurian-Westphalian geosyncline between Jeseník Niský and the Ostrava region. Condition after sedimentation, before folding (section considerably exaggerated).

1 — dolny wizen, 2 — szarogłazy hradeckie, 3 — warstwy kyjowickie, 4 — warstwy ostrawskie, 5 — warstwy karwińskie, 6 — węglanowa facja górnego wizenu, 7 — poziom szczątkowego jeziora w czasie sedymentacji warstw karwińskich.

1 — Lower Visean, 2 — Hradec greywacke rocks, 3 — Kyjovice beds, 4 — Ostrava beds, 5 — Karvina beds, 6 — carbonate facies of Upper Visean, 7 — horizon of lake remnants from time of sedimentation of Karvina beds.

W najbardziej południowej części Wyżyny Drahańskiej, koło Brna, sedymentacja zlepieńcowa zaczyna się już w dolnym wizenie i zlepieńce leżą tu miejscami bezpośrednio na łupkach ilastych. W większości jednak między łupkami a zlepieńcami znajduje się warstwa szarogłazów. Zlepieńce zawierają głównie materiał z moldanubiku oraz nieco materiału z morawiku. Liczne są też otoczaki ze spągowych serii kulmowych, przeważnie szarogłazów. Otoczaki dewońskich i dolnokarbońskich wapieni są bardzo liczne w najbardziej południowej części Wyżyny Drahańskiej, tj. koło Brna. W tej okolicy niższe części wspomnianych zlepieńców leżą transgresywnie na dewonie morawskiego krasu, częściowo sfałdowanym i zdenudowanym. Dolny karbon w południowej części Wyżyny Drahańskiej był już w czasie sedymentacji brachysynklinalnie zamknięty. Środek tego brachysynklinalnego zamknięcia przypada dziś na okolice Vyškova. Skład tych zlepieńców, które ku wschodowi mają coraz mniejszą miąższość, również wskazuje, że większość materiału została przyniesiona z zachodu, a tylko mała część ze wschodu i południowego wschodu.

W północno-wschodniej części Wyżyny Drahańskiej w stropie niegrubych zlepieńców gładzowych (miąższości 80÷100 m), osadziły się szarogłazy, przewarstwiające się miejscami z wkładkami łupków piaszczystych. Jest to przypuszczalnie odpowiednik wyższych warstw szarogłazów hradeckich Niskiego Jesionika (na Wyżynie Drahańskiej wyższe poziomy nie zachowały się, prawdopodobnie nawet nie osadziły się). Po osadzeniu się tych szarogłazów nastąpiła przypuszczalnie regresja ku północnemu wschodowi. Gładzowe zlepieńce południowej części Wyżyny Drahańskiej mają charakter morskiej molasy.

W północno-wschodniej części Niskiego Jesionika szarogłazy hradeckie przechodzą stopniowo do warstw kyjowickich (Z. Hokr, 1955), w których już przeważają czarne łupki ilaste o laminarnym warstwowaniu, miejscami mikowe i piaszczyste. Często występują fragmenty flory lądowej, zorientowane południkowo, a także podwodne ślizgi. Łupki ilaste zawierają wkładki i warstwy piaskowców drobno i średnioziarnistych, dość dobrze posortowanych, miejscami szarogłazowych. Piaskowce zawierają niekiedy tabliczkowate fragmenty łupków. Lokalnie spotyka się większe fragmenty flory.

Sedymentacja ma charakter fliszowy, przy nieustannym spłycaaniu się morza.

GÓRNY KARBON

Warstwy kyjowickie przechodzą stopniowo w stropie do paralicznie wykształconych warstw ostrawskich namuru (K. Patteisky, S. Polprecht, 1928). W okresie sedymentacji warstw ostrawskich znaczna część Niskiego Jesionika i Oderskich Wierchów oraz cała Wyżyna Drahańska były już lądem. Przy lokalnych oscylacjach morza, rozpościerającego się od wschodu, tylko mała część obszaru była zalana. Regresja postępowała powoli, tworzyły się rozległe bagniska i moczary z bogatą florą, dzięki czemu mogły powstawać grube i rozległe pokłady węgla.

Pod względem litologicznym warstwy ostrawskie charakteryzuje cykliczne powtarzanie się osadów lądowych (zlepieńce, piaskowce, łupki ilaste i węgle) na przemian z osadami morskimi (łupki ilaste i piaszczyste). Stwierdzono, że pozicmy morskie ku wschodowi łączą się, ubywa materiału lądowego (wyklinowuje się), a miąższość serii maleje. W środkowej części basenu, gdzie trwała nieprzerwanie morska sedymentacja, występują jedynie łupki z piaszczystymi wkładkami. Dowodzi to, że główny transport materiału następował całkowicie z zachodu, z dźwigających się właśnie gór.

Na pograniczu namuru i westfalu dochodzi w czasie wzmożenia działalności grotwórczej (liczne warstwy zlepieńcowe) do zupełnej regresji morza. W zwężonej natomiast i zasypanej depresji postaje jedynie szczątkowe jezioro. Osadzają się warstwy karwińskie, które charakteryzuje występowanie nieposortowanych piaskowców arkozowych i łupków oraz całkowite zanikanie wkładek morskich. Miejscami na lądzie dochodzi do jednoczesnego intensywnego wietrzenia typu laterytowego. Produkty wietrzenia (czerwone i żółte ropy piaszczyste) były miejscami również znoszone do basenu sedymentacyjnego. Także i te warstwy osiągały największe miąższości na zachodzie.

PRZEGLĄD OGÓLNY

Gdy spojrzymy na cały obszar morawskiego i wschodnio-sudeckiego dewonu oraz karbonu, z punktu widzenia orogenetycznego i tektonicznego, dojdziemy do wniosku, że najintensywniej pofałdowane warstwy znajdują się na zachodzie, a ku wschodowi zmniejsza się zarówno deformacja tektoniczna, jak i metamorfizm. Metamorfizm zmniejsza się też częściowo ku południowi. Jasne jest, że wielką rolę odgrywała tu również różna

odporność skał, gdyż np. zwięzłe skały w wielu miejscach przebijają skały plastyczne w postaci „skałek“. Styk dolnokarbońskich łupków z różnymi poziomami dewonu był uważany za dowód niezgodności warstw między dewonem a karbonem. Trudno fałdujące się masywne wapienie dewońskie zostały jednak przy fałdowaniu odkłute od podłoża i jako „skałki“ wfałdowane w serie dolnokarbońskie. Różnorodny charakter petrograficzny dewońskich i karbońskich osadów powodował też dość różniący się od siebie styl deformacji tektonicznych.

Fałdowanie zachodziło nieprzerwanie od żywetu do najwyższego karbonu, następując stopniowo od zachodu ku wschodowi. Następowaly po sobie okresy silniejszych i słabszych ruchów, jednak fałdowanie nigdy nie ustawało. Najbardziej zachodnie obszary przypuszczalnie były fałdowane kilkakrotnie. W Sudetach Wschodnich są więc reprezentowane w nieprzerwanej ciągłości wszystkie fazy od starobretońskiej aż po asturyjską, nawet nie udowodnione niezgodnościami ułożenia warstw. Odzwierciedleniem ich było jedynie osadzanie się różnych serii.

Jedynym częściowym dowodem na występowanie sudeckiej fazy na Wyzynie Drahańskiej jest niezgodne ułożenie utworów stefanu w międzygórskiej depresji bruzdy boskowickiej. Do tej synsedymentacyjnie pogłębiającej się depresji nanoszony był z okolicznych gór gruboziarnisty materiał terygeniczny (J. Petránek, Z. Pouba, 1952). Nastąpiło tu zjawisko podobne jak poprzednio w dewonie, gdy na styku krystaliniku kaledońskiego i granitu brneńskiego powstało zagłębienie wypełniane osadami morskimi. W tej strefie dyslokacyjnej, tj. w bruzdzie boskowickiej, doszło w najwyższym karbonie do regeneracji pogłębienia. Pogłębianie i sedymentacja trwały nieprzerwanie aż do permu. Z obserwacji materiału wnioskuje się, że był on przynoszony zarówno ze wschodu, jak i zachodu oraz tworzył wielkie proluwialne stożki w niecce bezodpływowej. Później (głównie w północnej części bruzdy) kierunek spływu materiału był północny, przypuszczalnie dzięki periodycznym potokom. W najbardziej południowej części osady górnekarbońskie miały zamknięcie brachysynklinalne już w czasie sedymentacji, o czym świadczy mieszany materiał na obu brzegach bruzdy. Analiza zlepieńców wskazuje, że na krystaliniku, na zachód od boskowickiej bruzdy, już w okresie najwyższego karbonu i permu nie było dolnokarbońskich osadów. Wnioskuje się stąd, że zupełnie nie osadziły się one na morawiku i na moldanubiku lub też, że osadziły się w podrzędnych ilościach, w wyniku ruchów górotwórczych, na granicy dewonu i karbonu.

Ústřední Ústav Geologický, Brno
Nadesláno w czerwcu 1958 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALTAR P. (1931) — Die Stratigraphie der Engelsberger Schichten (Ostsudeten). Mitt. Naturwiss. Ver. in Troppau, 23, p. 16—38. Opawa.
- BOUČEK B. (1937) — Zpráva o nálezu spodnodevonské fauny u Stinavy na Drahaňské vysočině. Čas. vlast. spol. mus. v Olomouci. 50, p. 72—78. Olomouc.

- ELIAŠ M. (1956) — Poznámky ke geologii a petrografii andělskohorských vrstev v okolí Andělské Hory ve Slezsku. Rozpr. Čes. Akad. Věd. 66, nr 9, p. 1—35. Praha.
- HAVLÍČEK V. (1950) — Zpráva o geologických poměrech grygovského devonu. Věst. Státn. Geol. Úst., 25, nr 2—3, p. 105—106. Praha.
- HOKR Z. (1955) — Hranice uhlonosnosti Hornoslezské pánve v okolí Ostravy na základě dosavadních výsledků geologického výzkumu. Přírodověd. Sborn. ostravs. Kraje, 16, nr 4, p. 480—505. Opawa.
- JARKA J. (1948) — Geologie jižní části moravského krasu mezi Křtinami a Mokrou. Rozpr. Čes. Akad. Věd, [II. tř.], 58, nr 14, p. 1—20. Praha.
- JAROŠ J., MISAŘ Z. (1955) — Slepence na bási hornobenešovských drob v Nizkém Jeseníku (Dokončení). Přírodověd. Sborn. ostravs. Kraje, 16, nr 4, p. 518—522. Opawa.
- KETTNER R. (1939) — Příspěvek k poznání geologie a paleontologie chabičovského devonu. Rozpr. Čes. Akad. Věd, [II. tř.], 49, nr 7, p. 1—17. Praha.
- MANN K. (1948) — Zpráva o geologickém mapování v území na západ od Mohelnice. Věst. Státn. Geol. Úst., 23, p. 130—133. Praha.
- PATTEISKY K., FOLPRECHT J. (1928) — Die Geologie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. In: Der Kohlenbergbau des Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevier“. I. Mähr. Ostrau (Direktoren-Konferenz). Mor. Ostrava.
- PETRÁNEK J., POUBA Z. (1952) — Zpráva o výzkumu slepenců v severní části boskovické brázdy. Věst. ÚÚG, 27, nr 1—2, p. 221—222. Praha.
- SAWICKI L. (1959) — Seria zieleńcowa w warstwach andelohorskich. Kwart. geol., 3, nr 1, p. 29—33. 1959. Warszawa.
- WILSCHOWITZ J. (1932) — Die Unterdevonfauna vom Alten Berg und Hofehau im Ost-Ulrich (Altvater). Mitt. Naturwiss. Ver. in Troppau, 38, nr 34—25, p. 7—50. Opawa.
- ZAPLETAL K. (1922—1923) — Geotektonická stavba Moravského krasu. Čas. moravs. zems. mus. v Brně. 20—21, p. 220—256. Brno.
- ZAPLETAL K. (1926) — Stratigrafie a tektonika moravského paleozoika. Věst. Státn. Geol. Úst., 2, p. 186—190. Praha.

Jaroslav DVORÁK

FACIAL AND LITHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE DEVONIAN AND CARBONIFEROUS IN THE EASTERN SUDETEN AND IN MORAVIA

Summary

In his paper the author presents an outline of the stratigraphy, the palaeogeography and the tectogenesis of the Devonian and the Carboniferous in the Eastern Sudeten Mountains and in Moravia (Fig. 1).

In the bottom strata of the Devonian there appear both marine quartzites (in Vysoký Jeseník), and red conglomerates and sandstones of the Old Red type, of

continental origin. On top of them are deposited argillaceous shales, with diabase effusions and their tuffs. In the highest strata we meet with shales, containing wedged out limestone beds. These are deposits of the highest Koblenzian and of the Eifelian.

At the boundary between Eifelian and Givetian time, orogenic movements took place in the western part of the sedimentation basin; they brought about the Givetian transgression upon the flat geosynclines, and the splitting of the basin in two, by a cordillera extending in a meridional direction (Fig. 2). In the western part are laid down the Andelská Hora beds of Flysch character (interbedded shales and greywacke sandstones, greywacke rocks, locally conglomerates, with shales predominating). In the central part of the basin, in the depression behind cordillera, there are deposited siliceous-argillaceous shales with *Radiolaria* beds.

Deposition of the Andelská Hora beds and the siliceous-argillaceous shales with *Radiolaria* lasts from the Givetian as far as the boundary between Devonian and Carboniferous. In the areas of the Givetian, affected by the marine transgression, limestones are deposited with *Bornhardtina scalensis* Biernat, *Amphipora ramosa* Phillips, and with an abundance of corals and stomatopores. The limestones are of Givetian and Lower Frasnian age. They are very pure and, as to their facies, homogeneous. In this facial area there are deposited, at the top of these strata, limestones of varying lithological development, locally showing partly a regressive character (arenaceous limestones and calcareous breccias), and organodetrital limestones, bituminous, with shale intercalations; at greater depth are deposited nodular limestones and argillaceous shales. These limestones are of Upper Frasnian and Famennian age.

During the Tournaisian are deposited, in the western part of the discussed area, Banešov greywacke rocks of considerable thickness which, eastwards, pass into argillaceous shales with trilobites; further east, in turn, these shales change into a facies of Carboniferous limestone (Fig. 3). In the southern part of this area, upon the Dražanská Upland, the Tournaisian of the bottom beds is developed in the form of argillaceous shales, higher up — of greywacke. Going eastwards, the entire series also changes into shales, and these — into a Carboniferous limestone facies.

During the Viséan are deposited, in Niský Jeseník, initially *Posidonomya* argillaceous shales, known from the Moravica valley, with alternate layers and intercalations of sandstones. Eastwards these also pass into Carboniferous limestones. Subsequently there were laid down, at their top, Hradec greywacke rocks with a typically cyclic sedimentation of greywacke, shales and conglomerates (Fig. 4). In the northern part of the Dražany Upland there also were developed Moravice argillaceous shales which southwards gradually pass into greywacke, these in turn into conglomerates, deposited in the southern part of the Dražany Upland already beginning with the Lower Viséan. Upwards, the conglomerate sedimentation spreads, and in the highest Viséan it embraces the entire Dražany Upland.

On top of the Hradec greywacke rocks, in Niský Jeseník, there are laid down the Kyjovice beds in which shales predominate over sandstones. These Kyjovice beds correspond to the highest Viséan, and very gradually they pass upwards into the Namurian coal-bearing Ostrava beds which are developed paracally. These latter beds pass upwards into the limnic Karvina beds of Westphalian age; with these beds is terminated the Palaeozoic sedimentation in Moravia. In Poland there were additionally deposited beds of Stephanian and Permian age.

Discussing, from an orogenic and tectonic point of view, the entire area of the Moravian Devonian and Carboniferous, we may assert that most intensely folded are the beds in the western part; eastwards both tectonic deformations and metamorphism decrease. Metamorphism diminishes towards the south too. Obviously an important role has been played by the divergent susceptibility of the rocks to folding, owing to which in many instances harder rocks have pierced more plastic rocks, in the form of "Klippen". The contact of the Lower Carboniferous shales with various horizons of the Devonian has been considered proof of a discordance between the Devonian and the Carboniferous. However, sparingly folding Devonian limestones massifs have been sheared off from their substratum and, in the form of "Klippen", were thrust into the Lower Carboniferous series.

Folding continued unceasingly, beginning with the Givetian as far as the highest Carboniferous, proceeding gradually from west to east. There occurred periods of more and of less violent movements; still, folding never ceased entirely. The regions situated farthest west were probably folded several times in succession. Thus, in Moravian, there are actually represented in regular succession all phases, from the Old Bretonian to the Austrian, although hitherto they failed to be established by discordances. Evidence of their occurrence may solely be seen in the sedimentation of the various series of beds.