

Antoni Marian ŻELICHOWSKI

## Problemy litologii i sedymentacji dolnego karbonu w Polsce

### WSTĘP

Przedstawiony obraz rozwoju litologicznego i sedymentacji utworów dolnego karbonu oparty jest na podstawie danych z otworów wiertniczych i odsłoneń naturalnych.

Wykorzystano również istniejące opracowania różnych autorów, a częściowo oparto się na materiałach własnych. W artykule pominięto utwory dolnego karbonu w Sudetach Zachodnich i Środkowych, jako osady wewnętrznych basenów, nie wiążące się z pozostałymi basenami w Polsce.

Do najdawniej znanych wystąpień dolnego karbonu należy obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W jego wschodniej części były one przedmiotem opracowań szeregu autorów: L. Zejsznera, B. Limanowskiego, J. Jarosza, F. Rutkowskiego. Podsumowanie ich prac przeprowadził S. Siedlecki (1954). Ostatnie prace K. Bojkowskiego i S. Czarnieckiego dotyczyły wyższych ogniwi dinantu. W Sudetach Wschodnich schemat stratygrafii z terytorium ČSRS podał K. Patteisky (1929). Późniejsze prace czeskie i polskie doprowadziły do pewnych zmian w stratygrafii tych utworów.

Odkrycia i opracowania po raz pierwszy stratygrafii dolnego karbonu Gór Świętokrzyskich dokonał J. Czarnocki. Prace S. Kwiatkowskiego (1959), a zwłaszcza H. Zakowej (1960—1962*d*) rozszerzają i uzupełniają obraz utworów dinantu na tym obszarze.

Odkryte przez J. Samsonowicza przed 1939 r. utwory dinantu w niecce lwowskiej zostały obecnie poznane wierceniami prowadzonymi przez Zakład Geologii Niżu I. G. na szerszym obszarze i doczekały się szeregu opracowań.

Na obszarze zapadliska przedkarpackiego dolny karbon wyróżniony został przez J. Wdowiarza (1954). Praca P. Karnkowskiego, E. Głowackiego (1961) dostarczyła nowych danych. Odkrycia utworów dolnego karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej i w Polsce północnej dokonano w wyniku wierceń prowadzonych przez przemysł naftowy.

Podany wyżej przegląd odkrycia utworów dinantu jest niepełny, gdyż w tak krótkim przeglądzie nie sposób wymienić wszystkich prac.

Dużą pomocą dla autora było opracowanie całego karbonu przez K. Bojowskiego (1960).

Przedstawiona praca nie ma charakteru stratygraficznego, dlatego też nie analizuję tu przynależności stratygraficznej poszczególnych ogniów i opieram się na danych z literatury.

## TURNEJ

### ROZPRZESTRZENIENIE POZNANYCH OSADÓW I GRANICE ZBIORNIKA

Utwory zaliczone do turneju znane są z południowej części Polski. Wychodnie ich stwierdzono w Sudetach Wschodnich, we wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Poza odsłonięciami utwory turneju stwierdzono wierceniami na południe od Gór Świętokrzyskich oraz na obszarze zapadliska nadbużańskiego (fig. 1).

Stwierdzić należy, że materiał faunistyczny i florystyczny, stanowiący podstawę zaliczenia tych utworów do turneju, pochodzi z obszaru śląsko-krakowskiego i Gór Świętokrzyskich, w pozostałych rejonach nie mamy natomiast danych paleontologicznych. P. Karnkowski i E. Głowacki (1961) w otworach wiertniczych Bratkowice 1, Mędrzechów 1, Niwiska 7 wydzielają turnej na podstawie odrębności litologicznej od wyżej leżących utworów wizeny. W Podborzu 10 H. Żakowa (1962b) do turneju zalicza kompleks ilasty pozbawiony fauny, występujący pomiędzy udokumentowanym wizenem dolnym a skałami prekambry.

Na obszarze zapadliska nadbużańskiego wyróżnienia turneju w nawiązaniu do prac radzieckich dokonał autor (A. M. Żelichowski, 1961).

Dla całej Polski północnej i wschodniej brak jest danych dotyczących występowania utworów omawianego piętra. Utwory turneju występują w obrzeżeniu bloku Sudetów Zachodnich, na ich północno-wschodnim przedpołu oraz w Sudetach Wschodnich i na Morawach.

Posuwając się na wschód od Sudetów Wschodnich natrafiamy na obszar pozbawiony turneju w okolicach Cieszyna. Dalej ku wschodowi turnej występuje w grzbiecie dębnickim. W okolicy Krakowa istnieje obszar obecnie pozbawiony utworów dinantu (J. Wdowiarz, 1954; S. Siedlecki, 1962).

Utwory karbonu dolnego występują w depresji oddzielającej antyklinę Puszczy od strefy Zawiercie — Kraków oraz na ich obrzeżeniu zarówno zachodnim, jak i wschodnim. W turneju obszar zalany morzem obejmował zapewne szersze tereny niż wyznaczają go dzisiejsze wschodnie podpermsko-mezozoiczne. Nie można jednak wykluczać istnienia niezalanych obszarów w części osiowej tej strefy.

Od wschodu do strefy Zawiercie — Kraków — Puszcza przylega „rywna“ wypełniona osadami turneju, która wkracza na obrzeżenie antyklinorium dolnego Sanu. Strefa ta odpowiada z grubsza synklinorium miechowskiemu W. Pożaryskiego. Ja nazywam ten obszar bruzdą tarnowską.

Obecnie w bruzdzie tej występują obszary pozbawione karbonu. Do nich należy obszar na północ od Dębicy, który nazwany został tutaj

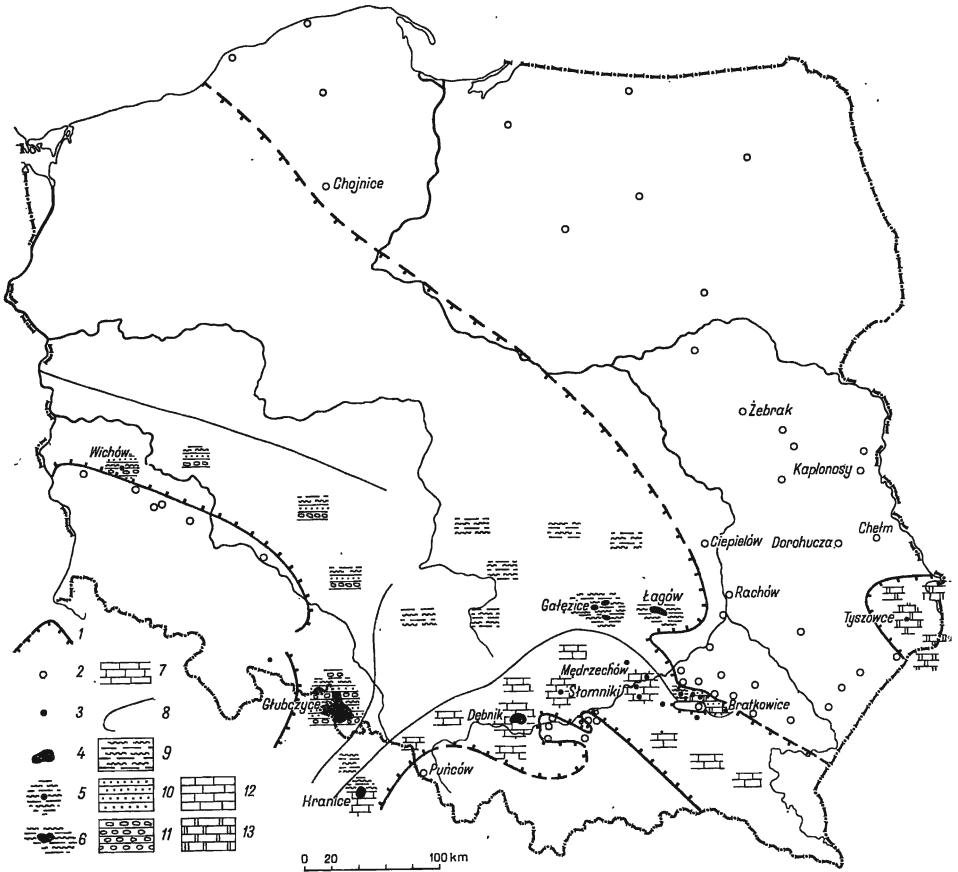


Fig. 1. Mapa rozprzestrzenienia i wykształcenia turneju w Polsce (bez Sudetów Zachodnich)

Map of extent and development of the Tournaisian in Poland (except for the area of West-Sudetes)

1 — granice rozprzestrzenienia osadów turneju; 2 — otwory, w których napotkano starsze utwory; 3 — otwory, w których stwierdzono turnej; 4 — odsłonięcia i płytkie występowanie turneju pod czwartorzędem; 5 — wykształcenie litologiczne turneju w otworach wiertniczych; 6 — wykształcenie litologiczne turneju w odsłonięciach; 7 — przypuszczalne wykształcenie turneju poza otworami wiertniczymi i odsłonięciami; 8 — granice obszarów o różnym wykształceniu; 9 — iłowce i mułowce; 10 — piaskowce; 11 — zlepki; 12 — wapienie; 13 — dolomity

1 — boundary of extent of the Tournaisian deposits; 2 — bore holes in which the older deposits have been encountered; 3 — bore holes in which the Tournaisian deposits have been ascertained; 4 — exposures and shallow occurrences of the Tournaisian under the Quaternary cover; 5 — lithological development of the Tournaisian deposits observed in bore holes; 6 — lithological development of the Tournaisian deposits observed in exposures; 7 — presumable development of the Tournaisian deposits occurring beyond bore holes and exposures; 8 — boundaries of areas of various development; 9 — claystones and siltstones; 10 — sandstones; 11 — conglomerates; 12 — limestones; 13 — dolomites

antykliną Pustkowa. Dinant w bruzdzie tarnowskiej leży przekraczając z niezgodnością kątową na różnych starszych ogniwach. W osiach kaledońskich antyklin brak go zupełnie lub występuje na prekambryzu. Przypuszczam, że w czasie sedymentacji dolnego karbonu (a więc i turneju)

w bruzdzie tarnowskiej mogły istnieć strefy nie objęte transgresją, a przynajmniej istniały podmorskie progi. Przebieg tych struktur kaledońskich, jak wykazały materiały wiertnicze, zgodny jest z kierunkiem kaledońskich kielcydów.

Na wschód od bruzdy tarnowskiej wkraczamy w zwarty pas pozbawiony turneju. Jest to silnie zaznaczająca się kaledońska jednostka antyklinoriałna wypiętrzenia dolnego Sanu W. Pożaryskiego, zwanego też masywem saneckim (T. Niemczycka, A. M. Żelichowski, 1961). Utwory zaliczone do turneju znane są dopiero z obszaru zapadliska nadbużańskiego w Tyszowcach i Tomaszowie Lubelskim oraz w wierceniach po stronie radzieckiej.

Obecny zasięg turneju w zapadlisku nadbużańskim związany jest z dyslokacją Rawy Ruskiej — Rudy Lubyckiej na południowym zachodzie i uskokiem Włodzimierza Wołyńskiego na północy. Z obszaru Lubelszczyzny turnej nie jest znany, pomimo że w obecnej chwili dysponujemy profilami wierceń ze strefy brzeżnej platformy. W otworze Dorohucza pod wizenem natrafiono na utwory oldredowe dewonu dolnego. Tego samego typu oldred nawiercony został w otworze Ciepiałów, gdzie występuje pod doggerem i nie można wykluczać, że dinant został stąd zdarty.

Wyniki wierceń Dorohucza i Ciepiałów potwierdzają pogląd J. Znoski (1962, p. 505) o zaliczeniu do dewonu całości serii terygeniczej, nawierconej w otworze Rachów na głębokości 685–1393 m. Wydaje się, że w profilu tym mamy do czynienia z dolnym dewonem facji oldredu. Serie dolomitów należy zaliczyć również do dewonu (prawdopodobnie eiflu).

Brak turneju w Dorohuczy, Rachowie i Ciepiałowie, a także sedymentacja chemiczna w Tyszowcach i Tomaszowie Lubelskim skłania do szukania połączenia zatoki turnejskiej nad górnym Bugiem z otwartymi morzami na południu lub wschodzie.

Północno-wschodnia granica basenu turnejskiego w Polsce jest nieznaną. Prowadzę ją w części południowej (od Rachowa po okolice Warszawy) po zachodniej stronie domniemanego łańcucha kaledońskiego i dopiero dalej przesuwam ją ku północnemu wschodowi — do granicy strefy brzeżnej platformy (w ujęciu W. Pożaryskiego, 1962).

Przedstawione wyżej rozprzestrzenienie osadów turneju na obszarze Polski (bez Sudetów Zachodnich) różni się od dotychczas przyjmowanych.

Przedstawiony przez K. Bojkowskiego (1961) zbiornik turnejski miał o wiele mniejsze rozprzestrzenienie na północy, obejmował natomiast Lubelszczyznę i obszar nadbużański i łączył się z morzami Polski na północ od masywu saneckiego (wypiętrzenia dolnego Sanu). K. Bojkowski opierając się na profilu Chojnice, odsuwał daleko ku południowi zbiornik turnejski. Ja wyrażam pogląd, że profil Chojnice upoważnia do kreślenia granic zbiornika w pobliżu tego otworu. Występowanie górnego famenu, a nawet strunu (A. Tokarski, 1959) pozwala sądzić, że granica zbiornika albo przebiegała tuż na południe albo nawet przekraczała ku północnemu wschodowi Chojnice, skąd później zostały usunięte osady turneju.

Na obszarze Prakarpāt K. Bojkowski (1960) zaznacza wyspę w zachodnich Karpātach na południowy zachód od linii Cieszyn — Jorda-

nów — Szczawnica. Ja wyobrażam sobie nieco odmiennie łąd Prakarpat, który, moim zdaniem, stanowił łąd o silnie rozczłonowanej linii brzegowej. Przedstawiony obraz na fig. 1 jest interpretacją obecnych wychodni utworów turneju pod młodszymi osadami.

#### WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE

Osady turneju w Polsce charakteryzują się znaczną różnorodnością w wykształceniu litologicznym. Obok skał klastycznych, niekiedy gruboklastycznych, występują skały węglanowe pochodzenia organogenicznego i chemicznego, a także skały ilasto-krzemionkowe.

Celowe pominięte zostały tutaj terminy kulm i wapień węglowy. Od wprowadzenia ich przez Murchisona i Sedgwicka w pierwszej połowie XIX w. do dziś nastąpiły duże rozbieżności w ich znaczeniu. Dotyczy to zwłaszcza określenia kulm. Pierwotnie oznaczało ono kompleks łupków i piaskowców (dolnego karbonu), zawierających wkładki wapienne. W osadach tych obok fauny morskich małżów i goniaływ spotykane są fragmenty roślinne oraz „podłe“ węgle. W okresie późniejszym rozszerzono ten termin również i na bezpokładowe utwory klastyczne Harcu, reńskich gór łupkowych itp.

Obecnie termin kulm stosowany jest w szerokim ujęciu. Obejmuje się nim wszelkiego rodzaju utwory terygeniczne, nie zawierające wkładek wapienia. Przy tak pojętym znaczeniu termin — kulm obejmuje różne co do składu litologicznego i genetycznego terygeniczne serie. Terminem kulm określa się utwory fluwiatylne niecki śródsudeckiej i Świebodzie (kulm Księżna, Chwaliszowa itp.), przybrzeżne i fliszowate serie dolnokarbońskie z okolic Głubczyc, jak i utwory łupków ilastych z wkładkami krzemionkowymi Gór Świętokrzyskich oraz monotonne partie utworów ilastych z otworu Podborze 10. Mięszłość tych osadów też jest różna. Podane wyżej przykłady reprezentują odrębne jednostki facjalne: śródładowe, przybrzeżne, morskie, a także jednostki tektoniczne: geosynkлинаłne i platformowe.

W takim ujęciu obecnie stosowanym pojęcie „kulm“ nie jest ani jednoznaczny określeniem litologicznym, ani też nie obejmuje osadów o jednakowych warunkach tektogenetycznych.

Ja ze swej strony proponuję pozostawienie terminu „kulm“ dla osadów klastycznych — szarogłazowych rozwiniętych na obszarach mobilnych.

Celowe byłoby dodawanie drugiego określenia jak „fluwiatylny“ lub „morski“. Określenia te w ujęciu stratygraficznym wprowadził Cz. Żak dla osadów dolnego karbonu w niecce śródsudeckiej. Mielibyśmy zatem kulm fluwiatylny i kulm morski.

Typowym przykładem (holotypem) kulmu fluwiatylnego są utwory szarogłazowe zwane kulumem z Chwaliszowa. Holotypem kulmu morskiego (właściwego) są utwory dolnego karbonu występujące w zachodnim obrzeżeniu górnego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Głubczyce — Toszek).

Facja wapienia węglowego stanowi przeciwieństwo facji kulumowej. Pierwotnie obejmowała ona wyłącznie utwory wapienne. Celowe byłoby rozszerzenie znaczenia tego terminu, tak aby obejmować nim również i utwory wapienne, zawierające przewarstwienia skał ilastych i klastycznych. Holotypami dla tak pojętej facji wapienia węglowego są utwory dinantu z grzbietu dębnickiego i górnego wizeny Gałęzic. Do facji wapienia węglowego zaliczam również utwory dolomitowe, o ile mamy do czynienia z wtórną dolomitacją wapieni, np. wizen Bobolic. Dla utworów pierwotnie dolomitycznych (z Tyszowiec) natomiast postuluję nazwę facji chemicznej.

W takim podziale karbonu dolnego na kulm i wapień węglowy nie mieszczą się utwory ilasto-krzemionkowe Gór Świętokrzyskich czy też ilowce z otworu Podborze 10. Na podstawie podanych wyżej kryteriów nie można ich, w moim pojęciu, uznać za osady kulumowe. Są one utworami powstałymi przy większym spokoju tektonicznym, nie są utworzone w geosynklinie, raczej na obszarze platformowym, co najwyżej w strefie brzeżnej geosynkliny.

Dla tych utworów ilastych, niekiedy ilasto-krzemionkowych, zawierających pod-  
rzedne wkładki łupków szarogłazowych, proponuję nazwę facji ilasto-krzemion-

kowej. Holotypem tej facji są utwory turneju i niższego wizeny Gałęzic oraz serie z Podborza 10. Oznaczają się one mniejszymi w stosunku do kulmu miąższociami.

Obie te facje: wapienia węglowego i ilasto-krzemionkowa stanowią przeciwieństwo kulmu. Osady te rozwijają się na usztywnionym podłożu bądź to w obrębie platformy, bądź też na obszarach starszych fałdowań (kaledońskich).

Do osadów platformowych zaliczyć należy również serie sedymentacji chemicznej i paralicznej. Ta ostatnia omówiona zostanie szerzej przy utworach wizeny. Celowo podkreślam konieczność używania terminu facja chemiczna. Nawet jeśli są to dolomity, należy je odróżnić od wapienia węglowego, który w głównej swej masie jest utworem organogenicznym, zawierającym liczne szczątki fauny brachiopodowej czy rafotwórczej.

Po tych uwagach przystępuję do omówienia rozwoju litologicznego turneju.

Przegląd osadów rozpocznę od zachodu, tj. od obrzeżenia Sudetów Zachodnich.

W północnym obrzeżeniu Sudetów Zachodnich w otworze wiertniczym Wichów pod permem natrafiono na kompleks piaszczysto-zlepieńcowy z wkładkami mułowców kilkaset metrów miąższoci, wykształcony w postaci utworów szarogłazowych, bez fauny. Zaliczenie tego kompleksu do turneju opieram na podstawie odrębności tych serii od określonych faunistycznie utworów z Ostrzeszowa i analogiach w rozwoju litologicznym do Sudetów Wschodnich. Nie można jednak wykluczyć, czy nie mamy tutaj do czynienia z niższym wizenem.

W Sudetach Wschodnich utwory turneju leżą na dewonie. Zaledwie niewielka ich część rozpoznana jest na terenie Polski. Wykształcone są one jako dużej miąższoci partie szarogłazowe, zbudowane z naprzemianległych warstw piaszczystych, mułowców i zlepieńców, rzadziej iłowców. Utwory te opisane zostały przeze mnie (A. M. Zelichowski, 1962a) jako warstwy opawickie, stanowiące odpowiednik szarogłazów beneszowskich. Ze względu na zaangażowanie tektoniczne tej serii, trudno jest podać jej miąższoc, która wynosi kilkaset metrów, a być może przekracza tysiąc metrów. Jest to osad geosynklijalny, którego źródła doszukiwać się należy w odsłaniającym się na zachodzie krystaliniku Wysokiego Jasionika, a także w geantyklinach wewnątrz strefy kulkowej.

Ku wschodowi miąższoc tych utworów maleje. Z terenu Polski brak jest danych i wiadomości na ten temat czerpiemy z obszaru Moraw. Według J. Dvořaka (1959) we wschodniej części Moraw seria beneszowska (opawicka) zmienia charakter litologiczny. W dolnej swej części piaszczysto-zlepieńcowe zastąpione są przez łupki ilaste i tylko w stropie występuje właściwa seria szarogłazowa. Byłyby to już nie właściwe osady kulkowe, lecz facja ilasto-krzemionkowa, reprezentująca brzeżną strefę geosynkliny. Bardziej ku wschodowi facja ilasto-krzemionkowa przechodzi w utwory wapienia węglowego, które odsłaniają się w okolicy Hranic. Miąższoc tej serii w porównaniu do części zachodniej maleje niewspółmiernie i wynosi 50 m. Na północny wschód od Sudetów i Moraw turnej poznany jest dobrze w okolicach Dębника. Podobnie jak w Hranicach turnej rozwinięty jest tutaj w facji wapienia węglowego. Są to wapienie organogeniczne z liczną fauną brachiopodową, zawierające poziomy rogowcowe. Tego samego typu facja wapienia węglowego rozwinięta jest na wschód od strefy Zawiercie—Kraków (otwór wiertniczy Słomniki). Zarówno wapienie Dębника, jak i Słomniki są bitumiczne, wskazujące na zbliżone do siebie warunki redukcyjne w zbiorniku i nie należy chyba przyjmo-

wać zasadniczych różnic w warunkach powstawania, jak czyni to S. Bukowy (1960), a obecne różnice wytłumaczyć można późniejszym odsłonięciem wapienia, węglowego w okolicach Dębника.

Turnej Hranic, Dębника i Słomnik wykazuje ciągłą sedymentację od dewonu górnego.

Obszar ciągłości sedymentacyjnej dewonu i dolnego karbonu rozciąga się dalej ku wschodowi i północnemu wschodowi. Stosunki takie obserwować można w Radzanowie 2, Załuczy 1 (H. Żakowa, 1962a), a także w obrębie Gór Świętokrzyskich — Gałęzice i Bolechowice. Strun rozwinięty jest tu w postaci czysto wapiennej, za wyjątkiem Bolechowic, gdzie wykształcony jest jako iłowce z rzadkimi tylko wkładkami wapieni.

W turneju (w stosunku do strunu) postępuje rozszerzenie osadów facji ilasto-krzemionkowej, która od północy wypiera częściowo fację wapienia węglowego. Turnej w facji wapienia węglowego występuje na południu (Mędrzechów), natomiast bardziej ku północy (Góry Świętokrzyskie) panuje facja ilasto-krzemionkowa, która rozwinięta jest zarówno w okolicach Gałęzic, jak i w synklinie łagowskiej. W całości są to osady morskie, brak w nich wkładek świadczących o warunkach lądowych.

Miąższości osadów turneju Dębника, Słomnik, Mędrzechowa, Gór Świętokrzyskich są niewielkie i wynoszą 100–200 m. Dane te nie są ścisłe i pochodzą z Gór Świętokrzyskich i Mędrzechowa. W opracowaniach dolnego karbonu okolic Dębника i Słomnik brak jest charakterystyki miąższości.

Dolna część iłowców z Podborza 10 została przez H. Żakową (1962b) zaliczona do turneju. W takim wypadku byłby to obszar zapadliska przedkarpacciego, gdyż turnej rozwinięty jest w facji ilasto-krzemionkowej, o miąższości około 100 m. W pobliżu występują osady węglanowe z domieszkami pstrych materiałów terygeniczných (Bratlkowice, Niwiska). Miąższość tych serii wynosi około 100 m.

Pozostaje do omówienia sprawa turneju na obszarze zapadliska nadbużańskiego. Dotychczas znane są tylko utwory dolomitowe facji chemicznej, stanowiące kontynuację sedymentacji górnodewońskiej. Wapienie z fauną turnejką występujące na wtórnym złożu, w zlepieńcach serii strzyżowskiej nie są znane *in situ*. Miąższość dolomitów wynosi do 90 m. J. Samsonowicz (1951) opisuje tego typu utwory z obszaru Podola (Busko).

#### REGIONY FACJALNE TURNEJU

W turneju zaznaczają się obszary o zbliżonych cechach litofacjalnych.

Wokół kaledońskiego masywu Sudetów Zachodnich istnieje strefa sedymentacji kulmu morskiego o dużych miąższościach i klastycznym wykształceniu.

Obecnie poznane są utwory tylko w jego części południowej — Sudety Wschodnie i północnej — Wichów. Z obszaru pośredniego brak jest danych. Od północnego wschodu i wschodu do strefy sedymentacji kulmu morskiego (geosynklinalnego) przylega pas sedymentacji facji ilasto-krzemionkowej, rozpoznany dotychczas na odcinku południowym. Na obszarze Moraw stanowi on wąską strefę pomiędzy kulmem morskim

Wysokiego Jesionika i wapieniem węglowym Hranic, ku północy rozszerza się znacznie, obejmując swoim zasięgiem region kielecki Gór Świętokrzyskich. Na południe od strefy sedymentacji facji ilasto-krzemionkowej turnej rozwinięty jest w facji wapienia węglowego. Facja ta występuje głównie na obrzeżeniu masywu (Prakarpacie, znana jest z Hranic, grzbietu dębnickiego i bruzdy tarnowskiej. W części wschodniej bruzdy istniały obszary sedymentacji ilasto-krzemionkowej i utworów dolomitycznych z domieszkami terygenicznymi. Być może, pozostaje to w związku z istnieniem nie zalanych obszarów w turneju. Na fig. 1 połączono ilaste utwory z otworu wiertniczego Podborze 10 z tego samego typu utworami Gór Świętokrzyskich, wydzielając wąską strefę wokół masywu saneckiego. Na północ od strefy sedymentacji ilasto-krzemionkowej regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich przypuszczalnie rozciągała się wąska strefa sedymentacji kulumu morskiego, która ku zachodowi łączyła się ze strefą Wichowa. Południową jej granicę wyznaczałyby przedłużające się ku zachodowi kaledońskie kielcydy. Taki przebieg geosynkliny zgodny jest z ogólnym kierunkiem geosynkliny warwicyjskiej podanym przez J. Znosko (1962), chociaż w porównaniu z przedstawioną przez tego autora jest ona przesunięta bardziej ku południowi.

Brak jest danych dotyczących rozwoju facjalnego w północnej Polsce — na północ od granicy strefy warwicyjskich struktur o przebiegu W—E w ujęciu W. Pożaryskiego. Można wyrazić jedynie przypuszczenie, że istniała tutaj sedymentacja typu platformowego, tzn. facji wapienia węglowego lub ilasto-krzemionkowej. W zbiorniku nad górnym Bugiem istniała sedymentacja chemiczna.

## WIZEN

Rozważania dotyczą prawie w całości wizenu górnego, ponieważ dla tego odcinka mamy najwięcej danych. Utwory dolnego i środkowego wizenu znane są z tych samych obszarów co osady turneju i na ogół posiadają zbliżone do nich wykształcenie. Odmienne w stosunku do turneju warunki panują na obszarze Lubelszczyzny. W niższym wizenie na obszarze zapadliska nadbużańskiego powstaje stożek serii stryżowskiej utworzony ze zgradowanych utworów turneju północnego skrzydła uskoku włodzińskiego (T. Niemczycka, A. M. Żelichowski, 1961).

W niższym wizenie na obszar Lubelszczyzny przychodzi transgresja (K. Korejwo, 1958), która początkowo nie obejmuje całego obszaru, dopiero w górnym wizenie ulega rozszerzeniu. W Stryżowie i Tyszowcach mamy niższe ogniwa wizenu, w Chełmie i Kaplonosach natomiast wizen górny leży na sylurze. W części południowo-wschodniej wizen górny leży również z hiatusem na starszych utworach.

## ROZPRZESTRZENIENIE OSADÓW I GRANICE ZBIORNIKA (WIZENU GÓRNEGO)

Rozpatrywanie wizenu górnego jako osobnej jednostki przy zagadnieniach sedymentacji dinantu ma swoje uzasadnienie. W tym czasie przypada rozszerzenie zbiornika. Wizen górny zajmuje nowe tereny (Lubelszczyzna, Puńców). Omawiane utwory zostały nadbite szeregiem wier-



ceń jak: Bobolice (?), Ostrzeszów, Radoszyce. W stosunku do niższych ogniw mają one dobrą dokumentację faunistyczną. Bogate zespoły brachiopodowe lub goniatyto-małożowe znane są nie tylko z klasycznych dla Polski obszarów wychodni tych utworów w Górach Świętokrzyskich, okolicach Dębника czy Głubczyc, ale i z wierceń. Wizen górny występuje w Sudetach Wschodnich. Z okolic Głubczyc opisany został przez K. Łydkę (1958) i A. M. Żelichowskiego (1962a; 1964). Danych o tych utworach z obszaru ČSRSt dostarczają liczne prace autorów czeskich. Dla rozważań facjalno-sedymentologicznych największe znaczenie ma praca J. Dvořáka (1959), dotycząca Sudetów Wschodnich i Moraw.

Na wschód od Głubczyc utwory wizenu górnego rozpoznano w Puńcowie (K. Konior, A. Tokarski, 1960). W północnej części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego występują one w okolicy Toszka (A. M. Żelichowski, 1962b). We wschodnim obrzeżeniu basenu górnośląskiego wizen odsłania się na powierzchni w grzbiecie dębnickim (S. Siedlecki, 1954). Najwyższe ogniwa wizenu górnego występują w Orleju (S. Czarniecki, 1956) oraz rozpoznane są wierceniami Głazówka, Bolesław 33, Borek Szlachecki, Gołonóg (K. Bojkowski 1959, 1960; A. Czekał, U. Moszczyńska, 1960).

Na południowy wschód od Krakowa utwory z fauną górnowizeńską napotkano w bruzdzie tarnowskiej — Bratkowice 1, Niwiska 7, Podborze 10, Mędrzechów 1 (P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961). Na północ od tych wystąpień utwory wizenu górnego znane są z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (S. Kwiatkowski, 1959; H. Żakowa, 1962a), gdzie rozpoznane zostały wierceniem w Radoszycach (S. Kwiatkowski, 1957).

Na Lubelszczyźnie utwory wizenu znane są z szeregu wierceń: Chełm, Dorohucza, Hussyne, Kapłonosy, Kosmów, Łuków, Strzyżów, Teptiuków (K. Korejwo, 1958, 1960; A. M. Żelichowski, 1961). Tego samego wieku utwory znane są z radzieckiej części zapadliśka nadbużańskiego (E. Brażnikowa i inni, 1956; J. Samsonowicz, 1951).

W Polsce północnej natrafiono ostatnio prawdopodobnie na utwory górnego wizenu w Bobolicach, gdzie zalegają one pod cechsztynem (fig. 2).

Z północno-wschodniego obrzeżenia Sudetów Zachodnich wizen górny znany jest z Ostrzeszowa.

Zbiornik, w którym gromadziły się osady wizenu, ograniczony był od północnego wschodu platformą wschodnioeuropejską, a od południowego zachodu i południa kaledonidami Sudetów i Prakarpat, na które okresowo wkraczały morza.

Południowo-zachodni brzeg morza wizeńskiego wokół bloku Sudetów Zachodnich należy traktować jako granicę hipotetyczną i przybliżoną. Bardziej pewna jest ona w odcinku południowym (śląsko-morawskim), gdzie zbiornik tworzył wąską bruzdę przedłużającą się na południe. Masyw Prakarpat w wizenie górnym ulega skurczeniu i morze zajmuje szersze tereny, jak tego dowodzą dane z otworu Puńców. Wizen górny leży bezpośrednio na dewonie.

W okolicy Krakowa w szeregu wierceń stwierdzono brak osadów wizenu i jura leży transgresywnie na starszym paleozoiku (Kraków-Dąbie, Rzeszotary, Samborek, Puszcza 1 i 2, Mikłuszowice, Zabierzów). W depresji rozdzielającej antyklinę Puszczy od strefy krakowskiej natrafiono na utwory wizenu w wierceniach Liplas, Puszcza 3. Jest to obraz obecny.

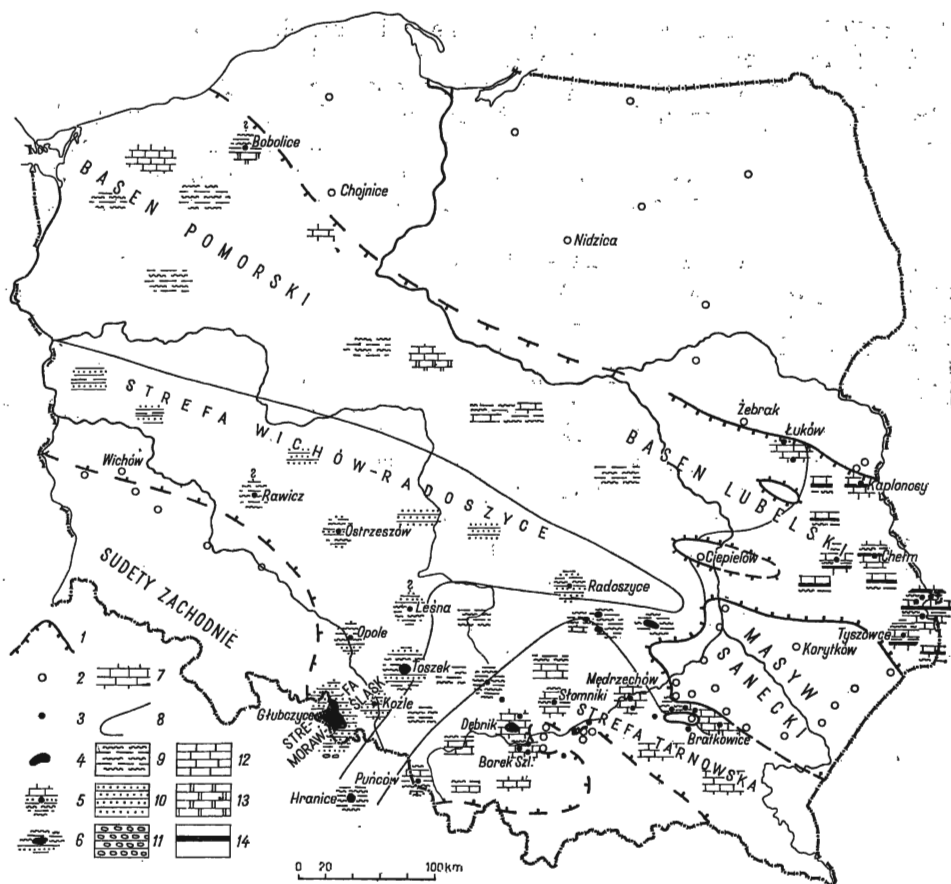


Fig. 2. Mapa rozprzestrzenienia i wykształcenia wizenu w Polsce (bez Sudetów Zachodnich)

Map of extent and development of the Visean in Poland (except for the area of West-Sudetes)

1 granica rozprzestrzenienia osadów wizenu; 2 — otwory wiertnicze, w których brak wizenu; 3 — otwory wiertnicze, w których stwierdzono wizen; 4 — odsłonięcia i płytkie występowanie wizenu pod czwartorzędem; 5 — wykształcenie litologiczne wizenu w otworach wiertniczych; 6 — wykształcenie litologiczne wizenu w odsłonięciach; 7 — przypuszczalne wykształcenie wizenu poza otworami wiertniczymi i odsłonięciami; 8 — granice obszarów o różnym wykształceniu; 9 — ilowce i mułowce; 10 — piaskowce; 11 — zlepieńce; 12 — wapienie; 13 — dolomity; 14 — węgle

1 — boundary of extent of the Visean deposits; 2 — bore holes in which the Visean deposits have not been encountered; 3 — bore holes in which the Visean deposits have been penetrated; 4 — exposures and shallow occurrence of the Visean deposits under the Quaternary cover; 5 — lithological development of the Visean deposits observed in bore holes; 6 — lithological development of the Visean deposits observed at exposures; 7 — presumable development of the Visean deposits occurring beyond bore holes and exposures; 8 — boundaries of areas of various development; 9 — claystones and siltstones; 10 — sandstones; 11 — conglomerates; 12 — limestones; 13 — dolomites; 14 — coals

Wydaje się jednak prawdopodobne, że w czasie sedymentacji wizenu na obszarze tym istniały również strefy nie zalane. Byłyby one obszarem alimentacyjnym materiału terygenicznego we wschodnim obrzeżeniu basenu górnośląskiego. Pogląd taki znajduje potwierdzenie w występowaniu

niu facji ilasto-krzemionkowej w obrzeżeniu grzbietu dębnickiego. Pośrednim dowodem na istnienie w tej części obszaru alimentacyjnego w najwyższym wizenie mogą być wyznaczone przez A. Gradzińskiego i innych (1961) kierunki transportu materiału klastycznego w wyższej części warstw malinowickich w okręgu dąbrowskim. Również wzrost udziału wkładek ilastych ku stropowym partiom wapieni wizeniu w wierceniach Słownikowi wskazywać może na istnienie na tym obszarze strefy alimentacyjnej.

Pomiędzy strefą Zawiercie — Kraków i antykliną Puszcy na zachodzie a masywem saneckim na wschodzie istnieje bruzda tarnowska, w obrębie której istniało szereg garbów, częściowo nie zalanych. Jej wschodni brzeg prowadzony jest umownie wzdłuż rozciągłości pokrywy karbońskiej masywu saneckiego. Masyw ten stanowił w wizeniu ład, od którego, być może, ku zachodowi odchodziło szereg wysp lub co najmniej płycin, rozdzielających strefę kielecką od tarnowskiej.

Od północnego wschodu do antyklinorium dolnego Sanu przylega stefa lubelska zbiornika wizeńskiego. Obecnie rozpoznana jest jego część północno-wschodnia, południowo-zachodnia natomiast ma szereg punktów niejasnych. Rejon Kocka przez cały okres dolnego karbonu należał, moim zdaniem, do strefy alimentacyjnej. Na obszarze Lubelszczyzny (w strefie platformowej zewnętrznej) w obrębie utworów karbonu istnieje szereg wydatnych garbów, które, być może, w dolnym karbonie stanowiły wewnętrzne wyspy, stanowiące dodatkowe źródło materiału klastycznego. Do nich należy struktura Ciepiałów — Opole Lubelskie.

Północno-wschodnia granica wizeniu w Polsce prowadzona jest pomiędzy Kapłonosami i Wisznicami, dalej obejmując Łuków, przebiega na południowy zachód od Żebraka, gdzie karbon górny leży bezpośrednio na sylurze. Dalszy przebieg zaznaczony jest linią przerywaną. Zbiornik wizeński, jak tego dowiodły wyniki wiercenia Żebrak, nie wkroczył do obniżenia podlaskiego, zapewne omijał również wyniesienie mazursko-suwalskie oraz nie przenikał w obręb syneklizy perybałtyckiej. Granica przebiegała, moim zdaniem, w obrębie strefy zewnętrznej platformy, obejmując jednak Bobolice i Chojnice. Granica obecnego zasięgu przebiega pomiędzy tymi otworami.

#### WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE

W obrębie wizeniu górnego spotykamy się z tymi samymi typami litologicznymi co w turneju, ponadto występują osady paraliczne.

Stefa śląsko-morawska charakteryzuje się dużej miąższości osadami kulmu morawskiego, wykształconego w postaci naprzemianległych pakietów piaskowców nieraz frakcjonalnych i serii ilasto-mułowcowych z wkładkami zlepieńców. W okolicy Głubczyc wyróżniono (A. M. Żelichowski, 1964) warstwy zawiszyckie i kietlickie. Poznano profil liczący ponad 1400 m, przy czym są to tylko dolne części wizeniu górnego.

W Polsce najwyższe ogniwa wizeniu górnego występują w okolicy Toszka. Wykształcone są one w postaci kilkusetmetrowej miąższości naprzemianległych piaskowców szarogłazowych, mułowców i ilowców.

Pełniejszy profil wizeniu górnego pochodzi z przygranicznego terytorium ČSR. Na przekroju Jesionik — Hranice następuje kilkukrotne

zmniejszenie miąższości odpowiadających sobie serii. Jednocześnie obserwuje się zanik utworów zlepieńcowo-piaszczystych i w składzie litologicznym zyskują przewagę utwory ilasto-mułowcowe (J. Dvořák, 1959).

Z północno-wschodniego obrzeżenia Sudetów Zachodnich wizen górny poznany został w otworach wiertniczych (Ostrzeszów, Rawicz?). Rozpoznana jest dotychczas ich górna część. Jest to kompleks piaszczysto-ilasty, szarogłazowy, kilkuset metrów miąższości.

Na wschód od Sudetów Wschodnich i Moraw utwory wizenu górnego poznane są w wierceniu Puńców. Utwory zaliczone tutaj przez K. Koniora, A. Tokarskiego (1960) do wizenu górnego mają zaledwie 50 m miąższości. W dolnej części są to piaskowce, wyżej wapienie zastąpione w stropie przez serie ilasto-mułowcowe.

Zbliżony obraz mamy w grzbiecie dębnickim. Dolna część rozwinięta jest w postaci wapieni organodetrytycznych z liczną fauną, wyżej pojawiają się wkładki ilasto-mułowcowe (Borek Szlachecki), które jeszcze wyżej całkowicie wypierają wapienie (Gołonóg). Takie same wykształcenie ma również wizen w otworze wiertniczym Słomniki.

W bruzdzie tarnowskiej w wizenie górnym dominują utwory wapienne. Są to jasne wapienie, nieraz typu skalistego, zawierające faunę brachiopodów i otwornic. Zawartość węglanów zazwyczaj przekracza w nich 90%. Wapienie występujące w Mędrzechowie zawierają 99,5% węglanów, w tym zaledwie 1,5% dolomitu. Miąższość nierozdzielonego wizenu wynosi tu około 150 m.

W jednym z otworów wiertniczych (Podborze 10) obserwujemy odmiennie wykształcenie. Cały wizen wykształcony jest w postaci iłowców i mułowców, a w górnym obserwuje się wkładki piaszczyste. Partia stropowa zbudowana jest z płyty piaskowców, noszącej ślady wietrzenia w permie.

Należy zaznaczyć, że H. Żakowa (1962b) nie zalicza tych utworów do karbonu. Jednakże zgodność tektoniczna z niżej leżącą serią, liczny detryt flory i wybitnie wtórne przebarwienie skały pozwalają zaliczyć je do karbonu. Być może, należałoby paralelizować je z utworami piaszczystymi, odkrytymi w stropie karbonu Gałęzic przez H. Żakową.

W Górach Świętokrzyskich, zgodnie z ostatnimi badaniami H. Żakowej, panuje facja ilasto-krzemionkowa, jedynie miejscami (w Gałęzicach) dochodzi do osadzenia się facji wapienia węglowego. Są to wapienie detrytyczne, organogeniczne, miejscami krystaliczne, z liczną fauną brachiopodową i koralową. Wizen facji ilasto-krzemionkowej to iłowce i łupki ilaste, nieraz krzemionkowe, w górnych partiach z domieszkami łupków szarogłazowych. W Gałęzicach w stropie tej serii osadzona została płyta piaskowców z florą. Utworom tym w synklinie łagowskiej H. Żakowa nadała nazwę warstwy z Lechówka. W niższym wizenie (warstwy z Górna) osadzają się poza tym pstre iłowce.

Miąższości tych utworów na ogół niewielkie — rzędu 100÷200 m i tylko w synklinie łagowskiej wynoszą według H. Żakowej (1962a) ponad 300 m (warstwy z Lechówka). Związane to jest z tym, że synklina łagowska swoim rozwojem zbliża się do geosynklinalnego regionu łysogórskiego.

Do tego regionu, choć już poza obrębem wychodni paleozoiku, należy wiercenie Radoszyce 3 (S. Kwiatkowski, 1957). Utwory wizenu górnego

rozwinęte są w postaci dużej miąższości (ponad 870 m) kolumny morskiego. Są to naprzemianległe piaskowce szarogłazowe, mułowce i iłowce.

W Polsce północnej wizen górny znany jest dotychczas z Bobolic. Składa się on z dwu kompleksów: górnego — dolomitów z przewarstwieniami mułowców i dolnego — szarych mułowców dolomitycznych. Utworzy te, opisane przeze mnie, należą do facji wapienia węglowego. Pierwotnie były to serie mułowcowo-wapienne, które później uległy zdolomityzowaniu. Dowodzi tego silne skawernowanie dolomitu, a także dolomityzacja fauny. W całej serii dolomitowej liczne są przekroje zdolomityzowanych skorup, a w płytkach cienkich widać reliktywne struktury oolitowe. Są to dolomity o dużej zawartości dolomitu 66,9–96,0%, średnio 91,7% czystego dolomitu.

Osady górnego wizeny Lubelszczyzny odróżniają się w sposób zdecydowany od pozostałych. Rozwinęte są one jako serie paraliczne, charakteryzujące się naprzemianległym ułożeniem utworów morskich i niemorskich. Utworami morskimi są: wapienie, margle, mułowce i iłowce z fauną morską oraz sporadycznie piaskowce. Do serii niemorskich zaliczamy zarówno utwory słodkowodne — iłowce i mułowce z fauną słodkowodną oraz utwory lądowe, do których w pierwszym rzędzie należy zaliczyć węgle i ziemie stigmariowe (korzeniowe), a także piaski fluwiatylne. Te ostatnie występują na ogół w spągowych partiach lub w peryferii występowania tego typu osadów.

Skąły węglanowe mają zmienną zawartość węglanów, przy czym zawartość  $MgCO_3$  nie jest związana z zawartością  $CaCO_3$ . Na 70 próbek pobranych z osadów wizeny górnego Tyszowiec przy zawartości  $CaCO_3$  zmieniającej się od 17% do 91%, ilość  $MgCO_3$  wynosi zazwyczaj 2–3% i tylko w siedmiu próbkach przekracza 5%. Największą ilość węglanów w wapieniach wizeny stwierdzono w otworze Kapłonosy, gdzie wynosi 94,8%. Wapienie w dużej mierze są wapieniami organodetrytycznymi, niekiedy ziarnistymi.

Z podanych wyżej liczb odnoszących się do zawartości węglanów wynika, że obok wapieni występują także margle i mułowce wapieniste. W większości wypadków zawartość węglanów związana jest z występowaniem fauny. Skąły ilaste i mułowce, jak wykazuje analiza M. Budkiewicza, zbudowane są głównie z hydromiłki i illitu, a niektóre ziemie stigmariowe z kaolinitu. Piaskowce są głównie kwarcowe z domieszką skaolinizowanych skaleni.

Wyżej opisane serie ułożone są w sposób cykliczny. Cyklotemy Lubelszczyzny mają różną miąższość. Waha się ona od kilkudziesięciu cm do kilkudziesięciu metrów. Przy istnieniu dużych miąższości obserwuje się zwykle dużą grubość warstwy morskiej — wapiennej.

Cyklotemy te nie posiadają takiej gamy skał, jaką obserwujemy w profilach amerykańskich. Bardzo często zredukowane są do dwu członów — wapieni i warstwy stigmariowej. Cienkie wkładki węgla lub częściowo ich brak wskazują na przewagę tendencji obniżających; okresy rozwoju sedimentacji fytogenicznej były krótkie. Tego typu osady porównywać możemy z facją nerytyczną i częściowo deltową. Do strefy nerytycznej zaliczyć należy profile Strzyżowa, Kosmowa, Teptiukowa, Kapłonosów, w Chełmie i Tyszowcach natomiast doszukać się można facji deltowej. W profilach tych brak jest facji piedmontowej.

## REGIONY FACJALNE WIZENU GÓRNEGO

Z podanego wyżej rozmieszczenia osadów wizenu i ich wykształcenia wynika, że podobnie jak w turneju mamy zróżnicowanie na regiony o zbliżonych cechach facjalnych.

Wokół kaledońskich Sudetów trwa sedymentacja kulmu morskiego. Obecnie znane są profile z obszaru śląsko-morawskiego i obszaru północnego.

Na wschód od obszaru śląsko-morawskiego rozciąga się strefa sedymentacji facji ilasto-krzemionkowej, znana dotychczas w ČSR z okolicy Hranic. Wokół północnego, zapewne rozczłonkowanego brzegu Prakarpat, rozciąga się pas facji wapienia węglowego, od Puńcowa na południowy zachód przez Liplas, Dębnik, Słomniki do Mędrzechowa na wschodzie. W tej strefie częściowo w najwyższej części wizenu górne osady węglanowe zastępowane są przez fację ilasto-krzemionkową.

Być może, że osady facji wapienia węglowego okolic Krakowa — Słomnik rozprzestrzeniały się ku północnemu wschodowi aż do Gałęzic w Górach Świętokrzyskich. Byłaby to ich północna granica, gdyż zaraz one zanikają i przechodzą w utwory facji ilasto-krzemionkowej. Facja ta obejmowała pozostały obszar regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich i wąską strefą przebiegała wzdłuż masywu saneckiego. Masyw ten mógł się przedłużać w formie płycizn lub wysp ku zachodowi.

Na pozostałym obszarze bruzdy tarnowskiej mamy fację wapienia węglowego (fig. 2).

Strefa lubelska stanowi obszar sedymentacji paralicznej, rozwiniętej w facji nerytycznej i deltowej. Być może, w jej obrębie istniały wyspy czy strefy nie zalewane przez morze (Kock, Ciępielów — Opole).

Na północy w wizenie górnym panuje facja wapienia węglowego. Obocznie przechodziła ona zapewne w fację ilasto-krzemionkową, chociaż brak jest na ten temat danych. Facje te prawdopodobnie rozciągały się daleko na południe do strefy łysogórskiej. Obszar sedymentacji kulmu strefy łysogórskiej przedłużał się na zachód, wzdłuż północnej granicy kaledonidów, i łączył się ze strefą geosynklinalną Wichów — Ostrzeszów. Kwestia połączenia tej strefy z kulumem śląsko-morawskim nie jest jasna.

Zakład Geologii Niżu I.G.  
Nadesłano dnia 24 września 1963 r.

## PIŚMIENNICTWO

- BOJKOWSKI K. (1959) — Pozycja stratygraficzna utworów nawierconych w wierceniu strukturalnym „Gołonóg”. *Kwart. geol.*, **3**, p. 847—855, nr 4. Warszawa.
- BOJKOWSKI K. (1960) — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, zeszyt 6 — Karbon. Warszawa.
- BOJKOWSKI K. (1961) — Problem fazy sudeckiej w Zagłębiu Górnośląskim. *Prz. geol.*, **9**, p. 214—215, nr 4. Warszawa.

- БРАЖНИКОВА Н. Е., ИЩЕНКО А. М., ИЩЕНКО Т. А., НОВИК Е. О., ШУЛЬГА П. Л. (1956) — Фауна и флора каменноугольных отложений Галицийско-волинской впадины. Пластинчатожаберные моллюски. Изд. Акад. Наук Укр. ССР. Труды Инст. Геол. Наук, сер. стратиг. и палеонт, вып. 10. Киев.
- BUKOWY S. (1960) — Uwagi o bituminach utworów paleozoicznych okolic Krakowa. *Prz. geol.*, 8, p. 482—483, nr 9. Warszawa.
- CZARNIECKI S. (1956) — Fauna dolnokarbońska w osadach facji kulmu we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. geol.*, 4, p. 177—178, nr 4. Warszawa.
- CZEKAJ A., MOSZCZYŃSKA U. (1960) — Wiercenie Borek Szlachecki. *Prz. geol.*, 8, p. 605—606, nr 11. Warszawa.
- DVOŘAK J. (1959) — Rozwój facjalno-litologiczny dewonu w Sudetach i na Morawach. *Kwart. geol.*, 3, p. 30—41, nr 1. Warszawa.
- GRADZIŃSKI R., RADOMSKI A., UNRUG R. (1961) — Kierunki transportu materiału klastycznego w górnym karbonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. geol.*, 5, p. 15—37, nr 1. Warszawa.
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E. (1961) — O budowie geologicznej utworów podmiocęńskich Przedgórze Karpat Środkowych. *Kwart. geol.*, 5, p. 372—416, nr 2. Warszawa.
- KONIOR K., TOKARSKI A. (1960) — Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna. *Biul. Inst. Geol.*, 140. Warszawa.
- KOREJWO K. (1958) — Karbon Strzyżowa nad Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 136. Warszawa.
- KOREJWO K. (1960) — Wyniki wiercenia Chełm IG I — Karbon. *Biul. Inst. Geol.*, 165, p. 23—42, 60—69, 101—107. Warszawa.
- KWIATKOWSKI S. (1957) — Wyniki wiercenia Radoszyce 3. Karbon. *Biul. Inst. Geol.*, 124, p. 61—64. Warszawa.
- ŁYDKA K. (1958) — Studia petrograficzne kulmu okolic Głubczyc. *Arch. miner.*, 21, p. 187—201, nr 1. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T., ŻELICHOWSKI A. M. (1961) — Uwagi o możliwości występowania złóż ropy, gazu ziemnego w karbonie obniżenia lubelskiego. *Prz. geol.*, 9, p. 417, nr 8. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1951) — Devon Wołynia. *Acta geol. pol.*, 1, p. 400—444. nr 4 (1950). Warszawa.
- SIEDLECKI S. (1954) — Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 73, Warszawa.
- TOKARSKI A. (1958) — O typach struktur wału metakarpackiego. *Kwart. geol.*, 2, p. 807—823, nr 4. Warszawa.
- TOKARSKI A. (1959) — Chojnicki profil cechsztynu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29, p. 129—163, nr 3. Kraków.
- WDOWIARZ J. (1954) — Zarys wgłębnej tektoniki strefy na południowy wschód od Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, (b. nr). Warszawa.
- ZNOSKO J. (1962) — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. *Kwart. geol.*, 6, p. 485—309, nr 3. Warszawa.
- ŻAKOWA H. (1962a) — Karbon w Górach Świętokrzyskich. *Przewodnik XXXV Zjazdu Pol. Tow. Geol. Kielce 16—19 wrzesień 1962*, p. 43—48. Warszawa.

- ZAKOWA H. (1962b) — Dolnokarbońska facja kulmowa w podłożu zapadliska przedkarpacciego. Kwart. geol., 6, p. 445—446, nr 2. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1961) — Wstępne dane z wiercenia Tyszowce IG I. Prz. geol., 9, p. 659—12. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1962a) — Profil kulmu z okolic Głubczyc (Sudety Wschodnie). Prz. geol., 9, p. 196—200, nr 4/6. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1962b) — O kulmie z okolic Toszka. Kwart. geol., 6, p. 267—281, nr 2. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1964) — Cechy sedymentacji dolnego karbonu okolic Głubczyc. Acta geol. pol., 14, p. 79—114, nr 1. Warszawa.

Антони Мариан ЖЕЛИХОВСКИ

## ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ И СЕДИМЕНТАЦИИ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЛЬШИ

### Резюме

В работе рассматриваются турнейские и верхневизейские осадки. Эти породы были сопоставлены на картах по данным из буровых скважин и на основании обнажений на территории Свентокшиских гор, обрамления Верхнесилезского бассейна и Восточных Судет.

При изучении литофациальных вопросов автором применяется подразделение на ряд различных единиц, при выделении которых учитываются не только развитие, но также тектонические условия их возникновения. Выделяются следующие фации: кульмовая, глинисто-кремнистая, угольного известняка, химическая. Кульмовые образования характеризуются большими мощностями и развиты в виде граувакковых песчанистых пород. Эти образования связаны с геосинклинальными областями. Глинисто-кремнистая фация представлена маломощными глинистыми породами с прослойками кремнистых и граувакковых сланцев. Угольный известняк охватывает разнородные осадки, содержащие прослойки органических известняков. Эти толщи характеризуются также незначительной мощностью. Химическая фация представлена осадками химического происхождения — доломитами и ангидритами. Эти три фации связаны с устойчивыми областями.

В турнейское время развиты все фации. Кульмовая фация связана с северо-восточным и восточным обрамлением Западных Судет. Ответвление этой фации достигает Свентокшиских гор. К северу от кульмовой фации турнейские образования не встречаются. С юга к кульмовой зоне примыкает полоса глинисто-кремнистых осадков. На юге, вокруг массива пракарпат, развита зона осадочения угольного известняка. Территория Восточной и Северо-Восточной Польши лишена турнейских образований. Эти породы распространены в изолированном покрове над верхним Бугом. По мнению автора связи этого бассейна с открытыми морями следует искать на юге. Представленные на картах границы распространения осадков отражают современные условия.

В верхневизейское время эти осадки существенным образом изменяются и одновременно расширяется их распространение. В юго-Западной Польше рас-



пространение фаций сходное с картиной, наблюдающейся в турнейское время и расширяется только лишь область распространения верхневизейских осадков. Довольно существенным фактом является переход фации угольного известняка в глинисто-кремнистую фацию в кровельных слоях краковского региона. Представленные в окрестности Кракова территории лишены визейских пород являлись частично областью питания этих осадков. В районе Люблинского Угольного бассейна, отлагаются породы паралического типа. В комплексах циклического характера, кроме нижневизейских отложений, залегающих в подошве, преобладают известковые осадки. Люблинские циклотемы сокращены до двух слоев: нижнего — слоя морских известняков и верхнего — континентальных стигмариевых слоев с тонкими углистыми пропластками. В подразделении Ван-лесса и Шепарда эти слои соответствуют неритовым и частично дельтовым образованиям. В Северной Польше верхневизейские отложения развиты в виде углестого (глинисто-карбонатный), вторично доломитизированного известняка. Эти отложения изучены до сих пор только в одной буровой скважине (Боболице).

На территории Польши в большинстве случаев имеем дело с платформенными отложениями, развивающимися на жестком каледонском основании. Варисийская геосинклиналь имеет ограниченное распространение. Она связана с обрамлением Западных Судет, от которых отделяется ее лусогорская часть. Затем в династское время в Польше распространяется бассейн развитый между Восточно-Европейской платформой и каледонидами Западных Судет и праркарпат.

Antoni Marian ŻELICHOWSKI

## LITHOLOGICAL AND SEDIMENTARY PROBLEMS OF THE LOWER CARBONIFEROUS IN POLAND

### Summary

In the paper the Tournaisian and the Upper Visean deposits are discussed on the basis of their exposures found in the Święty Krzyż Mts., in the marginal area of the Upper Silesian Basin, in East-Sudetes, and on drill materials.

When discussing the lithological problems the author uses a subdivision into several various units. The subdivision is based not only upon the lithological development of the deposits, but also on their tectonic conditions which have existed at the time of origin. Here, the following facies have been distinguished: Culm facies, argillaceous-siliceous facies, Carbonaceous limestone facies and chemical facies. The Culm, developed as arenaceous greywacke deposits, is characteristic of great thickness. This is connected with the geosynclinal areas. The argillaceous-siliceous facies is represented by argillaceous deposits of small thickness, with intercalations of siliceous and greywacke schists. The Carbonaceous limestone facies comprises various deposits containing intercalations of organogenic limestones. Thicknesses of these series are small, too. The chemical facies comprises deposits of chemical origin, i.e. dolomites and anhydrites. The three latter facies are related to the stable areas.

In the Tournaisian there are found all the facies discussed above. The Culm facies is connected with the northern and eastern margin of West-Sudetes. Its branch extends as far as the Łysogóra region of the Święty Krzyż Mts. North of this facies, the Tournaisian deposits are not encountered. South of the Culm facies there runs a belt of argillaceous-siliceous sedimentation. In the south, round about the pre-Carpathian massif a sedimentary zone of the Carbonaceous limestone is developed. The areas of eastern and northeastern Poland are lacking deposits of Tournaisian age. They occur only within an isolated sheet in the area of the upper Bug river. In the author's opinion, there existed here some communication ways of this basin with the open seas, in the south. The extents shown on the map reflect the present-day conditions.

At the Upper Visean time, there begun significant changes and simultaneously an enlargement of the sedimentary basin took place. Distribution of facies in southwestern Poland is similar to that which has existed at the Tournaisian time. In this period of time there appeared a widening of the areas previously occupied by the Upper Visean deposits. The replacement of the Carbonaceous limestone facies by the argillaceous-siliceous facies in the top beds of the Cracow region seems to be very important here. The areas stretching in the region of Cracow and lacking Visean deposits partly were alimentation zone of these latter. Within the Lublin Coal Basin, in the Tournaisian denudation area, the deposits of paralic type have sedimented. Except for the bottom deposits of the Lower Visean, the calcareous deposits predominate in the cyclically arranged series. The Lublin cyclothems are reduced to two beds: lower bed of marine limestones, and upper bed of continental stigmaria strata, with thin interbeddings of coal. According to the Wanless's and Shepard's subdivision, they correspond with the neritic and partly with the deltaic formations, as well. In the area of northern Poland the Upper Visean is developed as Carboniferous limestones (argillaceous-coaly deposits), secondarily dolomitized. That has been recognized by one bore hole only (Bobolice).

Throughout the entire area of Poland are found mainly platform-type deposits developed on the stiffened Caledonian basement. The Variscian geosyncline is of restricted extension and is connected with the marginal area of West-Sudetes, the branch of which constitutes the Łysogóra region. Thus, at the Dinantian time, a basin has developed in Poland between the East-European platform and the Caledonides of West-Sudetes and pre-Carpathians.