

Halina KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA, Wojciech GROCHOLSKI

Uwagi o karbonie północno-zachodniego obrzeżenia bloku przedsudeckiego

WSTĘP

Pojęcie krystalicznego bloku przedsudeckiego wprowadził do polskiej literatury geologicznej H. Teisseyre (1957). Autor ten określił położenie tego bloku między sudeckim uskokiem brzeźnym a przypuszczalnym uskokiem odrzańskim. Północna i zachodnia granica bloku przedsudeckiego została sprecyzowana przez J. Wyżykowskiego (1961). Wyznaczają ją podtrzęciorzędowe wychodnie dolnego permu i system głębokich uskoków przecinających w tym rejonie powierzchnię Moho, co potwierdzają wyniki badań sejsmicznych A. Gutercha, R. Materzoka i J. Pajchla (1973). Uskok odrzański sięga w głąb górnej części płaszcza ziemskiego.

Wzdłuż wymienionej strefy dyslokacyjnej graniczą ze sobą od południowego zachodu blok przedsudecki, a od północnego wschodu struktura laramijska zbudowana ze skał permskich i mezozoicznych, nazwana przez A. Tokarskiego (materiały z 1958 r. nie opublikowane) monokliną przedsudecką. Ku północnemu zachodowi krystalinik bloku przedsudeckiego zanurza się pod osady młodopaleozoiczne i mezozoiczne, określone przez J. Wyżykowskiego (1964) jako odrębny element strukturalny — peryklina Żar.

Uwagi o karbonie i innych skałach podłoża paleozoicznego południowej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar są przedmiotem niniejszego artykułu.

Minęło ponad 10 lat od opublikowania przez A. M. Żelichowskiego (1964) wyników pierwszych obserwacji karbonu podłoża monokliny przedsudeckiej. Na przestrzeni dziesięciolecia nastąpił postęp w badaniach podłoża, a zwłaszcza karbonu. Materiałów do dyskusji nad problematyką dotyczącą utworów podpermских południowej części Wielkopolski, Ziemi Lubuskiej i północnej części Dolnego Śląska dostarczyły i dostarczają nadal liczne wiercenia geologiczno-poszukiwawcze złóż miedzi, gazu ziemnego, ropy naftowej i soli, związanych głównie ze skałami wieku permskiego. Liczba otworów, które przewierciły karbon, jest jeszcze bar-

dzo mała, pomimo że spąg czerwonego spągowca osiągnęło na bardzo różnych głębokościach ponad 200 otworów.

Na temat geologii utworów podpermskich, głównie karbońskich, w obrzeżeniu bloku przedsudeckiego wypowiadali się m. in.: T. Dzioba, E. Jamkowa (1971), T. Górecka (1972), W. Grocholski (1972), J. Kłapciński (1971), J. Kuchciński (1973), J. Milewicz, J. Kornaś (1971), J. Oberc (1972), J. Sokołowski (1967), J. Wyżykowski (1961, 1963, 1964) oraz A. M. Żelichowski (1964).

Nowych danych stratygraficznych dostarczyły opracowania palinologiczne utworów przedpermskich Polski północno-zachodniej prowadzone przez H. Krawczyńską-Grocholską od 1970 r. w Katedrze Geologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, w ramach współpracy z przedsiębiorstwami poszukiwań naftowych w Pile i w Zielonej Górze.

Dyrektorowi ZGN drowi P. Karnkowskiemu oraz Kierownictwu wymienionych przedsiębiorstw autorzy niniejszego artykułu wyrażają serdeczne podziękowania za udostępnienie materiałów z zakresu geologii podstawowej.

PODŁOŻE KARBONU

W wielu miejscach obrzeżenia bloku przedsudeckiego brak jest w podłożu permu osadów karbonu. Karbon przewiercony został w otworze Bielawy 1 na głęb. 2519,0—2627,0 m, gdzie stwierdzono kruche łupki ilaste barwy ciemnoszarej (dolny karbon nie posiada tu, o ile nam wiadomo, dokumentacji paleontologicznej). Następnie wiercenie weszło w szare łupki chlorytowe (fility) nie przewiercone do głęb. 2774,6 m. (Na podobne utwory skalne, czyli łupki epimetamorficzne pod osadami czerwonego spągowca, natrafiono w otworach wiertniczych: Wilkoniczki, Żakowo 1, Żakowo 3, Żakowo 4, Żakowo 6, Święciechowa 1, Brenno 1, Siekówko 1, Babimost 1. Są to przeważnie fility o zmiennych zawartościach minerałów ilastych, chlorytu, serycytu, krzemionki, kalcytu i substancji węglistej. Barwa filitów jest przeważnie stalowoszara, z odcieniami: ciemnozielonym, żółtozielonym, szarozółtawym, a niekiedy — w strefach młodopaleozoicznego wietrzenia — brunatnowiśniowa (Żakowo 1, Żakowo 6). W filitach napotyka się grubsze lub cieńsze warstewki kwarcytów, ułożone zgodnie ze złupkowaniem skały otaczającej, oraz jasne żyłki kwarcowe, epidotowo-kalcytowe i niekiedy kalcytowe o upadzie 20—75°. Upady filitów po północno-wschodniej stronie dotychczas stwierdzonego zwartego obszaru ich występowania wynoszą 0—40°, po stronie południowo-zachodniej zaś na ogół 35—80°. W rdzeniach obserwuje się intensywne zmięcia tektoniczne skał zmetamorfizowanych, co wyraża się m. in. zmiennymi upadami, drobnymi fałdkami, miejscami dobrze wyrażonym guzrazem albo strukturami typu *kink band*. Podobne fility obserwuje się w starszym paleozoiku Gór Kaczawskich i młodszym metamorfiku kłodzkim, w związku z czym należy się liczyć z północną wergencją fałdów skał epimetamorficznych w podłożu południowej Wielkopolski (W. Grocholski, 1972). Strop filitów między Leszmem a Babimostem nawiercono na głęb. od 2193,8 (na północ od Leszna) do 2652,5 m (na zachód od Leszna). Podpermskie wychodnie łupków epimetamorficznych stwierdzono na przestrzeni około 75 km, a ich szerokość pod osadami

damy czerwonego spągowca wynosi około 15 km. Jak wynika z dotychczasowych danych, skały epimetamorficzne sięgają od rejonu Leszna i Krotoszyńska dalej na północny zachód i dlatego proponujemy nazwać ten element strukturalny w podłożu monokliny przedsudeckiej metamorfikiem południowej Wielkopolski. Jest to, być może, blok biegnący równoległe do bloku przedsudeckiego i podobnie jak on przechylony na północny wschód i zanurzający się ku północnemu zachodowi.

W strefie uskoku Odry, na krawędzi bloku przedsudeckiego i w osi perykliny Żar obserwuje się występowanie granitów. Są to granitoidy (granity i granodioryty): Prochowic — Nowin, Gościszowic i Żarkowa — Przyborowic. Te ostatnie opisali J. Milewicz, J. Kornaś (1971). Autorzy ci podają również interesującą informację o znalezieniu przez S. Cieślińskiego w rdzeniach z otworu Klepinka fauny archeocyatów. Skały kambryjskie wg J. Milewicza i J. Kornaśa wykazują obecność hematytu i pirytu. Mineralizacja ta wiąże się zapewne genetycznie z granitami tej strefy, wskazując na pokambryjski wiek granitoidów. Przez analogię z granitami Sudetów i Przedgórze Sudeckiego najbardziej prawdopodobny jest karboński wiek granitów strefy brzeżnej bloku przedsudeckiego.

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNO-PALINOLOGICZNYCH

Podobieństwo skał epimetamorficznych podłoża południowej Wielkopolski do skał starszego paleozoiku Sudetów (W. Grocholski, 1972) albo „skał jednostki Leszna do eokambryu typu małopolskiego” (J. Oberc, 1972) opiera się na kryteriach subiektywnych. H. Krawczyńska-Grocholska w 1970 r. ze skał metamorficznych z wierceń Żakowo 3 (głęb. 2293,5—2298,0 m) i Żakowo 4 (głęb. 2228,5—2232,5 m) oraz z analogicznych skał z otworu Siekówko 1 (1971 r.) wyodrębniła materiał mikroflorystyczny, w którym stwierdziła występowanie na złożu pierwotnym zarodników glonów i innych sporomorf oraz fragmentów silnie uwęglonych tkanek roślinnych. Materiał sporowy wymaga dalszego szczegółowego opracowania specjalnymi metodami, ale już dzisiaj — zgodnie z opinią B. V. Timofiejewa z Leningradu — można powiedzieć, że wyodrębnione sporomorfy, posiadające wyraźny potrójny znak zrostowy Y, należą do starszego paleozoiku i są starsze od dewonu, a młodsze od proterozoiku. Jest to istotny argument przemawiający za zaliczeniem filitów metamorfiku południowej Wielkopolski do starszego paleozoiku i skłaniający do rewizji niektórych koncepcji „tektoniki assyntyjskiej” w tym rejonie badań.

Z próbek z otworu wiertniczego Babimost 1 z głęb. 2522,5—2525,5 m (pstry mułowiec) uzyskano tylko nieoznaczalne fragmenty tkanek roślinnych, a z głęb. 2530,0—2534,0 m silnie uwęglone i niezbyt dobrze zachowane mikrospory z rodzaju *Punctatisporites* i *Leiotriletes*. Są to formy długowieczne. Rodzaj *Leiotriletes* znany jest z młodszego paleozoiku. Maceracja próbek z głęb. 2568,0—2572,0 m i 2602,0—2605,0 m pozwoliła jedynie na uzyskanie silnie zwęglonego detrytusku roślinnego. Sporomorf nie znaleziono. Próbkę łupku filitowego (upad 30—55°) z najniższej z wymienionych głębokości były silnie spiekane.

Ciekawsze wyniki dały kilkakrotnie powtarzane, żmudne maceracje próbek z otworu Przewóz 1. Otwór ten położony jest na pograniczu perykliny Żar z niecką zewnętrzną Sudetów i niecką Dolnych Łużyc. Przewiercono tu osady karbońskie (200 m) reprezentowane przez silnie zdiagenezowane piaskowce szarogłazowe, mułowce i łupki ilasto-szarogłazowe, o upadzie 20—25°, występujące pod pokrywą czerwonego spągowca (ok. 300 m). Materiał sporowy był skąpy. Próbką z głęb. 2162,6—2166,3 m zawierała mikrospory z rodzajów: *Sporonites*, *Trachytriletes*, *Lophotriletes*, *Corbulispora*, *Stenozonotriletes* i *Reticulatisporites*. Zespół ten wskazuje na dolny karbon — prawdopodobnie turnej. W próbce z głęb. 2241,0—2251,5 m stwierdzono zespół sporowy, w którym na uwagę zasługuje stosunkowo częste występowanie sporomorf rodzaju *Corbulispora*. Reprezentowane są również rodzaje *Leiotriletes* i *Archeotriletes*. Ten ostatni rodzaj znany jest głównie z dewonu. Na podstawie powyższych wyników należałoby wnioskować, że mamy tu do czynienia z serią skał należących do dolnej części turneju na pograniczu z dewonem, a może i do górnego dewonu. W obrębie perykliny Żar utwory mułowcowo-ilaste i szarogłazy z otworu Brzozów 1 — nawiercone na głęb. ok. 3000 m — J. Sokołowski (1967) skłonny był zaliczyć do interwału stratygraficznego dewon — dolny karbon. Mułowce i iłowce z otworów Dęby 1, Stróżka 1 i Chyże 1 zaliczone są do dolnego karbonu, lecz nie posiadają opracowań paleontologicznych. W otworze Wichów 1 na głęb. 1270,0—1459,5 m przewiercono zespół skał szarogłazowo-zlepieńcowato-piaskowcowych z przewarstwieniami mułowców, które A. M. Żelichowski (1964) uznał przypuszczalnie za turnej, a z mniejszym prawdopodobieństwem za wizen. Mikrospory z otworu Przewóz 1 są pierwszym dowodem paleontologicznym, potwierdzającym obecność osadów z pogranicza dewon — turnej w podłożu perykliny Żar i równocześnie pierwszym oznaczeniem palinologicznym dla zachodniego obrzeżenia bloku przed-sudeckiego. Rejon ten wymaga dalszych badań mikropaleobotanicznych, pomimo że niektóre próby dały wyniki negatywne.

Na obszarze między Wrocławiem a Leszmem wykonano w latach siedemdziesiątych kilka opracowań stratygraficzno-paleontologicznych. W otworze Kowalowo 1 na głęb. 1511,0—1612,6 m przewiercono osady karbońskie, zbudowane z piaskowców szarogłazowych i kwarcowych drobno- i średnioziarnistych, miejscami zlepieńcowatych barwy ciemnoszarej, przewarstwionych mułowcami ze szczątkami kalamitów i fauną goniatytołów. Upady skał detrytycznych są niewielkie — ok. 10°. W spągu natrafiono na czarne iłowce z niezbyt liczną fauną goniatytową. Fauna ta — oznaczona przez K. Korejwo w Pracowni Stratygraficznej PAN w Warszawie — wskazuje na górny wizen — poziomy *Goniatites striatus* i *Goniatites granosus*.

Badania palinologiczne próbek z otworu Kowalowo 1 wykazały występowanie na głębokościach:

1511,0—1517,0 m — pojedynczych sporomorf z rodzaju *Leiotriletes* i *Punctatisporites*;

1550,0—1556,0 m — *Punctatisporites* sp., grubobłonnych sporomorf *Trachytriletes*, *Reticulatisporites* sp., *Calamospora microrugosa* K o s., *Cavatisporites* sp., *Knoxisporites hederatus* (I s c h.);

1586,7—1592,7 m — *Hymenozonotriletes* sp. i dużych fragmentów zwęglonej tkanki roślinnej;

1607,5—1612,6 m — *Archeozonotriletes* sp., *Knoxisporites regularis* I s c h. (przewodnia dla turneju), *Calamospora microrugosa* (I b r.) S c h. W i l s. et B e n t., *Cavatisporites* sp.

Wyższe warstwy karbonu zawierają spory turneju, a dolne domieszkę sporomorf górnego dewonu. Na podstawie badań makropaleozoologicznych, mikropaleobotanicznych i sedymentologicznych można uznać, że sporomorfy turneju i górnego dewonu występują tu na wtórnym złożu w osadach wizeniu. Na redepozycję osadów turneju, a być może, i górnego dewonu w czasie sedymentacji wizeńskiej wskazuje obecność toczeńców i otoczków skał osadowych. Możliwości redepozycji nie wykluczają również badania petrograficzne skał karbońskich z tego otworu, przeprowadzone przez K. Dudzińską (informacja ustna). Jest to sytuacja podobna do tej, jaką opisała H. Krawczyńska-Grocholska (1969, 1973) w depresji Świebodzić w Sudetach Środkowych.

Palinologiczne badania próbek rdzeni z otworu Wierzchowice 4 wykazały stosunkowo dobrze zachowany materiał sporowy. Sporomorfy wyodrębniono z iłowców i mułowców barwy od ciemnoszarej do czarnej, o stromych upadach 80—85°. W próbkach z głęb. 1692,3—1696,9 m stwierdzono wśród silnie uwęglonych egzemplarzy mikrospory: *Lycospora granulata* K o s., *Lycospora punctata* K o s., *Lycospora* sp., *Diatomozonotriletes* sp., *Schulzospora primigenia* (D y b. et J a c h.), *Convolutispora* sp., *Leiotriletes* sp., *Cingulizonates* sp., *Punctatisporites* sp., i *Densosporites* sp. Wyodrębniony zespół sporowy wskazuje na wiek osadów wizeński — prawdopodobnie górnowizeński. Próbkami z głęb. 1720,8—1725,8 i 1741,0—1746,0 m zawierały detrytus roślinny i pojedyncze źle zachowane sporomorfy z rodzaju *Punctatisporites* i *Sporonites unionus* (H s t.) D y b. et J a c h.

Nowych wyników dostarczyły badania palinologiczno-stratygraficzne rdzeni z otworu Dąbce 2. H. Krawczyńska-Grocholska w 1971 r. oznaczyła tu sporomorfy wskazujące na górną część górnego karbonu (westfal C i D + stefan). Maceracji kwasem fluorowodorowym i dymiącym kwasem azotowym poddano próbki czarnych mułowców z odcieniem fioletowym o upadzie 50—60°, z głęb. 2152,4—2158,3 m. Macerat zawierał fragmenty tkanek i nabłonków roślinnych, m. in. glonów oraz pojedyncze niezbyt dobrze zachowane sporomorfy: *Raistrickia fibrata* (L o s.) S c h. W i l s. et B e n t., *Reticulatisporites* cf. *muricatus* K o s. i *Reticulatisporites* sp. Próbkami z głęb. 2202,0—2203,7 m zawierały w szarym mułowcu szarogłazowym z detrytusem roślinnym mikrospory z rodzajów: *Punctatosporites* i *Florinites*. Sporomorf przewodnich dla czerwonego spągowca nie stwierdzono. Oznaczony zespół sporomorf uznano za należący do odcinka westfal C — stefan. Wzmiankowali o tym na podstawie ekspertyzy H. Krawczyńskiej-Grocholskiej cytowani już poprzednio T. Dzioba i E. Jamkova (1971).

Górny karbon stwierdziła T. Górecka (1972) w otworze wiertniczym Czerńczyce (30 km na północ od Wrocławia). Na głęb. 1086,3—1202,0 m oznaczyła liczne zespoły mikrospor, wskazujące na wiekowy odpowiednik warstw z Białego Kamienia.

W otworze Bronów 2 w okolicach Góry H. Krawczyńska-Grocholska wyodrębniła i oznaczyła zespół sporomorf, który zawiera rodzaje występujące w górnym wizenie i w namurze. Z ilowców i mułowców o barwie od ciemnoszarej do prawie czarnej, o upadzie 10—15° z głęb. 1763,0—1769,0 i 1785,0—1791,0 m uzyskano silnie uwęglone mikrospory z rodzajów: *Leiotriletes*, *Calamospora*, *Raistrickia*, *Lycospora*, *Densosporites* i *Stenozonotriletes*.

A. M. Żelichowski (1964) w szarych mułowcach (upad 45—50°) z otworu Rawicz 1 znalazł odciski sigilarii i fragmenty łodyg roślin karbońskich, które mogły nasuwać przypuszczenie, iż są to utwory silezu (górnym karbon). Autor ten skłonny był przypisać ten wiek również lądowym i morskim osadom z wierceń w Ostrzeszowie (na wschód od Rawicza), oddzielnym od dolnego karbonu dyskordancją kątową.

Dosyć liczne badania palinologiczne próbek skał okruchowych o zabarwieniu czerwonym, pochodzących z różnych otworów wiertniczych dały wyniki negatywne. Dotyczy to zwłaszcza utworów z pogranicza karbonu i permu, co można przypisać intensywnemu wietrzeniu powierzchniowemu oraz przejawom procesów hydrotermalnych, które zaznaczają się w niektórych utworach uważanych za karbońskie. Niezgodności kątowe między górnym karbonem a dolnym czerwonym spągowcem nie muszą się zaznaczać, natomiast mogą one wystąpić w obrębie osadów czerwonego spągowca (faza saalska), na co zwraca również uwagę J. Kuchciński (1973).

Ze stratygraficznego punktu widzenia można stwierdzić, że na północno-wschodnim obrzeżeniu bloku przedsudeckiego reprezentowane są niemal wszystkie ogniwa stratygraficzne karbonu dolnego i górnego. Dalsze badania stratygraficzno-palinologiczne potrzebne są dla uściślenia stosunków przestrzennych i warunków ekologicznych, w których tworzyły się osady karbońskie w podłożu monokliny przedsudeckiej.

WNIOSKI TEKTONICZNE I PALEOGEOGRAFICZNE

Sudecki uskok brzeżny i uskok odrzański H. Teisseyre (1957) określił jako system dyslokacji schodowych, wzdłuż którego stare elementy kratogenu czeskiego zanurzają się ku północnemu wschodowi. Na północny wschód od uskoku odrzańskiego strop waryscyjskiego podłoża monokliny przedsudeckiej obniża się od -500 m do około -1500 m, co jest wynikiem obecności lokalnych głębokich uskoków schodowych strefy dyslokacyjnej Odry. Jak wynika z mapy strukturalnej J. Sokołowskiego (1967; tabl. V) i z nowych wierceń w obszarze zawartym między miejscowościami Góra — Rawicz — Milicz — Ostrów Wlkp. — Syców — Oleśnica — Trzebnica — Góra, izobaty spągu czerwonego spągowca przebiegają na głębokościach od około -1300 m do -1700 m, a dalej ku północy i północnemu wschodowi na głębokościach -2500 m i większych. Strop metamorfiku południowej Wielkopolski nawiercony jest pod czerwonym spągowcem na głębokościach poniżej -2000 m (brak tu na znacznym przestrzeni osadów karbońskich.) Oś depresji, utworzonej między blokiem przedsudeckim a grzbietem metamorfiku południowej Wielkopolski

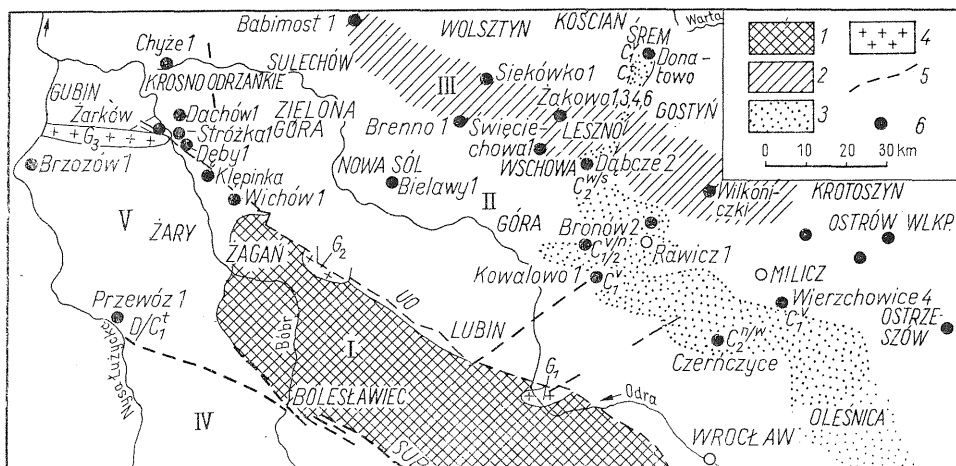


Fig. 1. Szkic podłoża podpermskiego w obrzeżeniu bloku przedsudeckiego
 Sketch map showing the sub-Permian basement at the margin of the Fore-Sudetic Block

I — blok przedsudecki; II — warwycyjska bruzda przedsudecka; III — metamorfik południowej Wielkopolski; IV — niecka zewnętrzna Sudetów; V — peryklina Żar; 1 — krystalinik bloku przedsudeckiego pod pokrywą trzeciorzędu; 2 — skały epimetamorficzne pod pokrywą permu; 3 — stwierdzony i przypuszczalny zasięg górnego karbonu pod utworami czerwonego spagowca; 4 — granitoidy warwycyjskie: G₁ — Prochowice—Nowin, G₂ — Gościszowice, G₃ — Żarków—Przyborowice; 5 — ważniejsze dyslokacje: SUB — sudecki uskok brzeżny, UO — uskok odrzański; 6 — otwory wiertnicze; D — dewon górny, C₁^t — turnej, C₁^v — wizen, C₂ⁿ — namur, C₂^w — westfal, C₂^s — stefan

I — Fore-Sudetic Block; II — Variscan Fore-Sudetic Furrow; III — Metamorphic Massif of southern Wielkopolska; IV — external trough of the Sudetes; V — Zary Pericline; 1 — crystalline massif of the Fore-Sudetic Block under Tertiary cover; 2 — epimetamorphic rocks under Permian cover; 3 — ascertained and probable range of Upper Carboniferous rocks under the Rotliegendes; 4 — Variscan granitoids of: G₁ — Prochowice—Nowin, G₂ — Gościszowice, G₃ — Żarków—Przyborowice; 5 — major dislocations: SUB — Sudetic Marginal Fault, UO — Odra Fault; 6 — boreholes; D — Upper Devonian, C₁^t — Tournaisian, C₁^v — Visean, C₂ⁿ — Namurian, C₂^w — Westphalian, C₂^s — Stephanian

(fig. 1), zanurza się w kierunku wschodnim. Depresja ta łączy się z północnym krańcem strefy śląsko-morawskiej, wypełnionej osadami młodopaleozoicznymi, w obszarze granicznym monokliny przedsudeckiej i śląsko-krakowskiej. Ku wschodowi rośnie szerokość podpermskich wychodni karbonu oraz jego miąższość — od około 100 m w rejonie Bielaw do kilku tysięcy metrów (wiercenie w okolicy Kluczborka). Należy wyjaśnić, że sylur i dewon w otworze Bielawy 1 nie został udokumentowany paleontologicznie.

Karbon miąższości kilkuset metrów występuje również na obszarze perykliny Żar. Wyklinowuje się on na północ od uskoku odrzańskiego w kierunku metamorfiku południowej Wielkopolski. Na granicy karbonu i skał epimetamorficznych nie stwierdzono dotychczas ani nasunięcia, ani większych uskoków. Można zatem przyjąć, iż osady karbonu leżą transgresywnie na filitach. Sedymenty karbońskie gromadziły się zatem w warwycyjskiej, asymetrycznej depresji o charakterze bruzdy, której skrzydło południowo-zachodnie obcięte jest uskokami strefy dyslokacyjnej Odry. Dlatego też zachodni odcinek, tzw. „synklinorium Rawicza”,

skłonni jesteśmy określić mianem bruzdy przedsudeckiej. Karbon pojawia się ponownie dopiero na północny wschód i na wschód od pogrzebanego w dolnym permie grzbietu skał epimetamorficznych południowej Wielkopolski.

Można już dzisiaj odtworzyć pewne rysy przewodnie rozwoju geologicznego obszaru waryscyjskiej bruzdy przedsudeckiej. Na stabilne podłoże prekambryjskie transgredowało morze kambru. Fragmenty osadów kambryjskich zachowały się w rejonie Kłępinki. Potem zaznacza się tu luka stratygraficzna, obejmująca ordowik, sylur i dewon. Utwory starszego paleozoiku osadzały się na podłożu labilnym, głównie na obszarze bloku przedsudeckiego i metamorfiku południowej Wielkopolski. W okresie ruchów późnokaledońskich, a głównie bretońskich, uległy one sfałdowaniu i zmetamorfizowaniu w strefie płytkiej. Dla obszaru bruzdy przedsudeckiej można szukać analogii na terenach położonych na zachód od Nysy Łużyckiej. Według danych zaczerpniętych z pracy H. Brausego (1970) tzw. „...strefa krystaliczna środkowych Niemiec ...” rozdzielała obszar lugikum i strefę saksoturungikum od strefy reno-hercyńskiej waryscydów i była denudowana do górnej części środkowego dewonu. Na południu dominowała południowa i południowo-zachodnia wergencja fałdów, na północy zaś w strefie reno-hercyńskiej dominowało północne i północno-wschodnie pochylenie struktur fałdowych.

W czasie fazy frankońskiej (reussyjskiej) w dewonie nastąpiła inwersja. „Krystaliczna strefa środkowoniemiecka” obniżyła się, a na jej miejscu w nowo powstałych depresjach rozwinęły się intensywne procesy sedymentacji okrucowych skał pochodzenia terygenicznego. Transgresja górnodewońska utrzymywała się na tym obszarze do dolnego turneju. Morskie osady dolnego turneju mają charakter klastyczny (udział szarogłazów). Młodsze ruchy bretońskie w bruzdzie przedsudeckiej mogły sprzyjać częściowej regresji tego morza. W górnym wizenie, jak podkreśla A. M. Żelichowski (1964) i jak wynika z obecności fauny goniatytovej, morze pogłębiło się. Z podnoszących się obszarów ramowych bruzdy przedsudeckiej erodowane były osady górnego dewonu i turneju zasilając kulmowe osady górnego wizeniu. Wschodnia część obrzeżenia bloku przedsudeckiego była zapewne wcześniej terenem transgresji dolnego i środkowego dewonu z obszaru geosynkinalnego strefy śląsko-morawskiej. Podłoże bruzdy przedsudeckiej w górnym karbonie i dolnym permie nadal obniżało się, o czym mogą świadczyć osady powyżej tysiącemetrowej miąższości. Ruchy młodowaryscyjskie sfałdowały osady karbonu w kilku fazach. Nawet detrytyczne osady górnej części karbonu w niektórych otworach wykazują upady 50—60°.

Jak wspomniano wyżej, powierzchnia morfologiczna pod koniec górnego karbonu miała charakter zróżnicowany. Bardziej odporne na wietrzenie skały tworzyły równoległe grzbiety o kierunku SE—NW. Na południowym zachodzie zaznaczała się zapewne w morfologii krawędź podniesionego bloku przedsudeckiego. W obrębie bruzdy przedsudeckiej zarysowało się pasmo wzniesień utworzonych ze zlepieńców i piaskowców dolnego karbonu. Poprzecznie lub ukośnie do niego przebiegało obniżenie doliny Bielaw (J. Sokołowski, 1967). Strefę podpermskich wzniesień sfałdowanego karbonu określił ten autor mianem grzędy waryscyjskiej żarkowsko-ostrzeszowskiej. W obniżeniu biegnącym na południe i południo-

wy wschód, a następnie na wschód od rejonu Leszna osadzały się okruczowe skały górnego karbonu (fig. 1). Trzecie równoległe pasmo wzgórz zaznaczało się na północnym wschodzie, w obszarze występowania metamorfiku południowej Wielkopolski, między Krotoszynem a Babimostem. Duża zawartość skał epimetamorficznych i karbońskich w zlepieńcu podstawowym czerwonego spągowca, o czym pisze również J. Kłapciński (1971), świadczy o intensywnych procesach wietrzenia i zrównywania powierzchni karbońskiej w czerwonym spągowcu. Ku zachodowi w dolnym permie wzrosło nasilenie procesów wulkanicznych, o czym mogą świadczyć m. in. wyniki wierceń w rejonie Zielonej Góry i Osna w północnej części Ziemi Lubuskiej. Morze cechsztynu wkroczyło na obszar w znacznym stopniu spenepienizowany. Ruchy laramijskie na obszarze monokliny przedsudeckiej sprzyjały dalszemu pograżaniu się struktur warczyjskich.

Katedra Geologii
Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
Poznań, ul. Grunwaldzka 6
Nadesłano dnia 5 maja 1975 r.

PIŚMIENNICTWO

- BRAUSE H. (1970) — Varistischer Bau und „Mitteldeutsche Kristallizone“. *Geologie*, **19**, p. 281—292, nr 3. Berlin.
- DZIOBA T., JAMKOWA E. (1971) — Zarys wglębnej budowy geologicznej w rejonie zielonogórskim z uwzględnieniem warunków hydrogeologicznych. *Mater. Konf. Nauk.-Techn. NOT w Zielonej Górze*, p. 7—31. Zielona Góra.
- GÓRECKA T. (1972) — Wstępne wiadomości o występowaniu górnego karbonu na monoklinie przedsudeckiej. *Pr. nauk. Inst. Gór. P. Wroc.*, nr 8: Stud. i Mater. nr 8, p. 35—50. Wrocław.
- GROCHOLSKI W. (1972) — Młodopaleozoiczne struktury północnego obrzeżenia bloku przedsudeckiego w podłożu monokliny przedsudeckiej. *Prz. geol.*, **20**, p. 160, nr 3. Warszawa.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J. (1973) — Structure of the Upper Mantle in the region of the Fore-Sudetic Monocline. *Przewodnik do Zjazdu AZOPRO pod red. K. Smulikowskiego*, p. 14—20. Warszawa.
- KŁAPCIŃSKI J. (1971) — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, **5**, p. 77—126. Warszawa.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H. (1969) — Problem występowania sporomorf na wtórnym złożu w karbonie okolic Chwaliszowa w depresji Świebodzic. *Kwart. geol.*, **13**, p. 928—929, nr 4. Warszawa.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H. (1973) — Zbiorowisko sporomorf w próbkach piaskowców i mułowców z Chwaliszowa w depresji Świebodzic (Sudety Środkowe). *Biul. Inst. Geol.*, **264**, p. 211—222. Warszawa.
- KUCHCIŃSKI J. (1973) — Rozwój i zarys basenu czerwonego spągowca północno-zachodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **264**, p. 233—235. Warszawa.
- MILEWICZ J., KORNAŚ J. (1971) — Uwagi o podłożu podpermskim w rejonie Gubina. *Kwart. geol.*, **15**, p. 870—875, nr 4. Warszawa.
- OBERC J. (1972) — Podłoże przedpermskie północnej części Dolnego Śląska, poł-

- дниowej Wielkopolski i Ziemi Lubuskiej. W: Budowa geologiczna Polski, 4, Tektonika, cz. 2. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J. (1967) — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geol. Sudetica, 3, p. 297—356. Warszawa.
- WYŻYKOWSKI J. (1961) — Północno-zachodni zasięg krystalinikum bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. Prz. geol., 9, p. 182—186, nr 4. Warszawa.
- WYŻYKOWSKI J. (1963) — Najnowsze wyniki badań geologicznych w rejonie Kożuchowa. Prz. geol., 11, p. 182—187, nr 4. Warszawa.
- WYŻYKOWSKI J. (1964) — Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sude-tów. Prz. geol., 12, p. 136—137, nr 7/8. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1957) — Ważniejsze dyslokacje ramowe Sudetów. W: Regionalna geologia Polski, 3, Sudety, z. 1. Kraków.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1964) — Utwory karbonu w podłożu monokliny przed-sudeckiej. Prz. geol., 12, p. 224—227, nr 5. Warszawa.

Халина КРАВЧИНЬСКА-ГРОХОЛЬСКА, Войцех ГРОХОЛЬСКИ

ЗАМЕЧАНИЯ О КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПРЕДСУДЕТСКОГО БЛОКА

Резюме

В 1970—1973 годах авторами были проведено геологическое изучение северной части Нижней Силезии, юга Великой Польши и южной части Любушской Земли. Объектом изучения являлись керны допермских пород, отобранные в глубоких скважинах. В работе были использованы также результаты исследований других авторов.

Предсудетский блок имеет ЮВ—СЗ направленность. Он погружается на северо-запад. Северной и западной его границей служат подтретичные выходы пермских пород (Я. Выжиковски, 1961) и глубокая дислокационная зона Одры (А. Гутерх, Р. Матежок, Я. Пайхель, 1973). На СЗ предсудетский блок граничит с переклиналью Жар, на ЮЗ с Судетами, а на СВ с Предсудетской моноклиной. Предсудетская моноклиналъ представляет собой ларамийский структурный ярус, состоящий из пермских и мезозойных пород. В основании моноклинали и переклинали залегают каменноугольные отложения, состоящие из терригенных пород. На СВ они ограничены филлитами южной части Великой Польши. Эпиметаморфические и каменноугольные породы залегают под отложениями красного лежня. Кровля филлитов встречена скважинами на глубине 2200—2600 м. Спороморфы, полученные автором из этих отложений, свидетельствуют о их нижнепалеозойском возрасте. Депрессия, образовавшаяся между предсудетским блоком и метаморфическим комплексом южной части Великой Польши, имеет характер борозды. Ось этой борозды и хребта метаморфических пород имеют ЮВ—СЗ направленность. Борозда заполнена каменноугольными породами и отложениями красного лежня. Палинологические исследования, проведенные автором, выявили наличие групп спороморф от верхнего девона до верхнего карбона включительно.

На территории вариссийской предсудетской борозды залегают кембрийские породы, возраст которых определен по палеонтологическим данным С. Цесильским (скважина Клемпинка). Затем наблюдается стратиграфический перерыв осадконакопления, охватывающий: ордовик, силур и девон. В визее были переотложены отложения верхнего девона и турнея. Вариссийскими, вероятно каменноугольными, считаются гранитоиды дислокационной зоны Одры. Обрамление предсудетского блока подвергалось тектоническим передвижениям в фазах: бретонской, поздневариссийской и ларамийской. Подпермская поверхность морфологически дифференцирована. Выделяются параллельные гряды поднятий ЮВ—СЗ направленности, сложенные складчатыми каменноугольными отложениями и метаморфическими породами юга Великой Польши. Поперек этих гряд, разрезая их, проходит долина Беляв (Ю. Соколовски, 1967) и впадина, идущая от Лешна на юг, а затем на восток по оси предсудетской борозды.

Halina KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA, Wojciech GROCHOLSKI

SOME REMARKS ON THE CARBONIFEROUS OCCURRING ON THE NORTH-WESTERN MARGIN OF THE FORE-SUDETIC BLOCK

S u m m a r y

In 1970—1973 the authors made geological investigations in the northern part of Lower Silesia, the southern part of Wielkopolska, and the southern part of Ziemia Lubuska. They examined the cores of pra-Permian rocks from deep boreholes. The results of studies by other authors were also taken into consideration.

The Fore-Sudetic Block runs from the south-east to the north-west and dips to the north-west. Its northern and western boundaries are marked by sub-Tertiary Permian outcrops (J. Wyżykowski, 1961) and by the deep dislocation zone of the Odra (A. Guterch, R. Materzok, J. Pajchel, 1973). On the north-west, the Fore-Sudetic Block borders the Żary Pericline, on the south-west — the Sudetes, and on the north-east — the Fore-Sudetic Monocline. The Fore-Sudetic Monocline represents the Laramide structural stage, consisting of Permian and Mesozoic rocks. The Carboniferous, composed of terrigenous sediments, occurs in the basement of the Monocline and the Pericline. It is bordered on the north-east by phyllites of southern Wielkopolska. Epimetamorphic and Carboniferous rocks occur under the Rotliegendes. The top of phyllites was drilled at a depth of 2 200—2 600 m. Sporomorphs, identified by H. Krawczyńska-Grocholska, indicate that these deposits are of Old Palaeozoic age.

The depression that occurs between the Fore-Sudetic Block and the Metamorphic Massif of southern Wielkopolska has the form of a furrow. The axis of that furrow and of the ridge of metamorphic rocks run from the south-east to the north-west. The furrow is filled with sediments of the Carboniferous and the Rotliegendes. Palynological studies by the authoress show that the sporomorph assemblages represented here range from the Upper Devonian to the Upper Carboniferous inclusive.

Cambrian deposits, palaeontologically evidenced by S. Cieśliński (Klepinka borehole), occur in the area of the Variscan Fore-Sudetic Furrow. The stratigraphic gap that follows comprises the Ordovician, Silurian, and Devonian. Upper Devonian and Tournaisian rocks were redeposited during the Visean. Granitoids of the dislocation zone of the Odra are regarded as Variscan, probably Carboniferous. The margin of the Fore-Sudetic Block was affected by tectonic movements during the Bretonian, Late-Variscan, and Laramide phases. The sub-Permian surface is morphologically differentiated. Parallel elevations of a south-east — north-west trend can be distinguished here; they are composed of the folded sediments of the Carboniferous and the Metamorphic Massif of southern Wielkopolska. These elevations are intersected transversely by the Bielawy Valley (J. Sokołowski, 1967) and a lowering which runs from Leszno to the south and then to the east — following the axis of the Fore-Sudetic Block.