

Stanisław KWIAŃKOWSKI, Władysław MORYC, Henryk TOMCZYK

Osady paleozoiczne wiercenia Zalesie 1 koło Szczucina

WSTĘP

W roku 1964 Przedsiębiorstwo Państwowe Poszukiwań Naftowych ukończyło wiercenie otworu Zalesie 1, położonego około 2,5 km na południe od Szczucina (fig. 1). W otworze tym stwierdzono następujący profil stratygraficzny: 0÷5,0 m — czwartorzęd; 5,0÷474,5 m — miocen; 474,5÷1128,0 — jura górna; 1128,0÷1377,5 m — trias środkowy i dolny; 1377,5÷1734,0 m — karbon dolny; 1734,0÷1832,0 m — dewon dolny; 1832,0÷1872,5 m — ordowik.

Otwór ten nie był w pełni rdzeniowany, jednakże kompletne pomiary karotażowe umożliwiły wraz z wydobytym rdzeniem rekonstrukcję pełnego profilu przewierconych warstw.

OPIS LITOLOGICZNY

KARBON DOLNY

Karbon dolny reprezentowany jest przez serię osadów węglanowych z podrzędnymi wkładkami ilastymi. W serii tej wydzielono 6 kompleksów litologicznych, zaznaczających się również na wykresach profilowania elektrycznego (fig. 2). Kompleksy te opisano poczynając od góry:

Kompleks A (1377,5÷1405,0 m) zbudowany jest z wapieni drobnokryształicznych, jasnobezowych, niekiedy różowawych, silnie spękanych, użyłonych kalcytem, z rzadkimi stylolitami; z wkładkami iłowców najczęściej czerwonych, czasem z odcieniem fioletowym, rzadziej jasnozielonych. Czerwony ił występuje również w szczelinach.

W kompleksie A stwierdzono następującą faunę ramienionogów: *Linoproductus cf. burbachianus* T o r n g. (kilka okazów z głębokości około 1389,0 m) oraz *Linoproductus* sp. i *Athyris squamigera* D e K o n (z głębokości około 1395,0 m).

Kompleks B (1405,0÷1483,0 m) tworzą wapienie drobnokryształiczne, zbite, twarde, ciemnobezowe, niekiedy brązowe lub różowawe, z licznymi

żyłkami białego i różowego kalcytu, z nielicznymi stylolitami. W wapieniach tych występują wtrącenia wapieni drobnodetrytycznych o podobnej barwie. W obu odmianach wapieni występują dość często czony liliowców. W środkowej części tego kompleksu (dolna jego część nie była rdzeniowana) występują często w wapieniach ciemnobrązowe krzemienie. Upady warstw wynoszą tu 3÷7°.

Faunę stwierdzono jedynie w górnej części tego kompleksu, na głębokości około 1409,0 m. Oznaczono produkty *Undaria* cf. *manxensis* Muir-Wood et Cooper oraz *Fluctuaria* aff. *undata* De fr.

Kompleks C (1483÷1520,0 m) wyróżniony został głównie na podstawie wykresów profilowania elektrycznego. Rdzenie uzyskano tylko z najwyższej części kompleksu. Występują tu wapienie cienkopłytowe, na ogół zbite, rzadziej gruzłowate, kruche, różowe lub szarokremowe, rzadziej zielonawe, żółtawe lub szare, przy czym barwy te miejscami mieszają się tworząc barwną mozaikę. W wapieniach występują pionowe żyłki kalcytu (do 3 mm grubości) oraz gniazda i skupienia kryształków kalcytu, będące zapewne częściowo przekryształizowa-

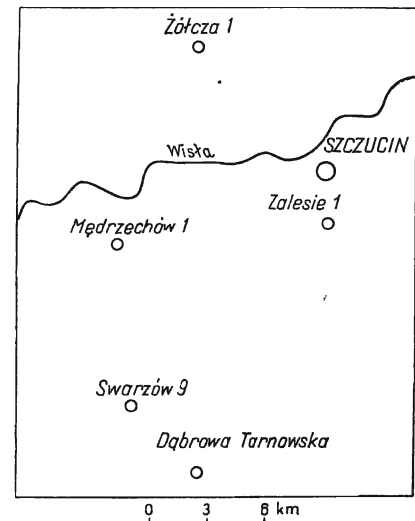


Fig. 1. Szkic sytuacyjny otworu wiertniczego Zalesie 1
Situation sketch of the bore hole Zalesie 1

nymi szczątkami organicznymi. Zdarzają się wkładki stalowoszarych wapieni dolomitycznych. Wapienie przedzielone są warstewkami (1÷2 cm) iłowców marglistych, czerwonych, rzadziej zielonych, szarych lub plamistych, miejscami zlustrowanych. Upady warstw wahają się od 20 do 30°. Fauny w tym kompleksie nie znaleziono.

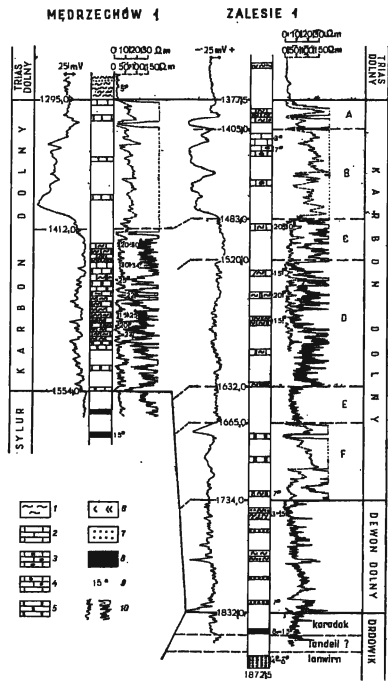
Kompleks D (1520,0÷1632,0 m) składa się z naprzemianległych, przeważnie cienkich warstw wapieni, dolomitów, iłowców i w najniższej części z anhydrytów. Są to warstwy o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. W następstwie typów skalnych nie stwierdzono cykliczności. Granice między poszczególnymi typami są na ogół ostre, choć zdarzają się również przejścia ciągłe, zwłaszcza między wapieniami i dolomitami oraz między marglami i iłowcami. Zróznicowanie osadów wyraźnie uwidocznia się w wykresach profilowania elektrycznego wykazujących naprzemianległe zmniejszanie się i wzrost oporności skał.

Najpospolitszym składnikiem tego kompleksu są skały węglanowe, a w szczególności wapienie. Występuje tu szereg odmian wapieni: wapienie drobnokrystaliczne, zbite, twarde, beżowe, brązowe lub szare, czasem prawie czarne, z licznymi żyłkami i gniazdami białego kalcytu, niekiedy nieco dolomityczne; następnie wapienie drobnokrystaliczne, zbite, twarde, beżowe, brązowe lub szare, czasem prawie czarne, z licznymi żyłkami i gniazdami białego kalcytu, niekiedy nieco dolomityczne; następnie wapienie drobnokrystaliczne, zbite, różowe, oliwkowe lub zie-

lonawe, z gniazdami białego i różowego kalcytu, niekiedy lekko zailone; wreszcie wapienie brązowe, bardzo twarde, z ciemnymi plamkami krzemienistymi, z żyłkami białego kalcytu. Opisane odmiany wapieni krystalicznych występują głównie w górnej części kompleksu, natomiast w części dolnej pospolicie występują wapienie pelityczne, zbite, szare, z żyłkami białego kalcytu, z nierównymi powierzchniami warstw, pokrytymi bezwapniastą, prawie czarną, często zlustrowaną substancją ilastą.

Fig. 2. Korelacja profili karbonu z otworów Zalesie 1 i Mędrzechów 1
Correlation of the sections of the Carboniferous deposits from the bore holes Zalesie 1 and Mędrzechów 1

1 — mułowce i iłowce, 2 — wapienie, 3 wapienie z krzemieniami, 4 — wapienie gruziowe, 5 — dolomity, 6 — anhydryty, 7 — piaskowce, 8 — łupki graptolitowe, 9 — upady warstw, 10 — wykresy profilowania elektrycznego
1 — claystones and mudstones, 2 — limestones, 3 — limestones with flints, 4 — nodular limestones, 5 — dolomites, 6 — anhydrites, 7 — sandstones, 8 — graptolite schists, 9 — dips of beds, 10 — diagrams of electric logging



Znacznie rzadziej niż wapienie występują dolomity. Są one drobno-kryształiczne lub pelityczne, zbite, niekiedy wapniste, miejscami zailone, różowe, zielonawoszare lub ciemnoszare, spękane, z czarną lub zielonawą substancją ilastą, słabo zlustrowaną na powierzchniach spękań.

Podrzednie występują iłowce słabo wapniste, czarne lub zielonawe, łupkowate. Miejscami przechodzą one w zbite margle o podobnych barwach. Zarówno iłowce, jak i margle są na ogół zlustrowane i użyłone białym kalcytem. W górnej części omawianego (kompleksu) stwierdzono wkładkę iłowców zawierających bardzo drobny (do 1 mm) obtoczony detryt wapieni drobno-kryształicznych, bezowych, identycznych z wapieniami leżącymi bezpośrednio niżej.

W najniższej części kompleksu D, wśród ciemnozielonych iłowców i margli, występuje wkładka cienkopłytkowych anhydrytów drobno-kryształicznych, różowych, przekładanych iłowcami. W podścielających anhydryty iłowcach zdarzają się nieregularne, gniazdowe wtrącenia anhydrytów drobno-kryształicznych, różowych. Upady warstw w opisanym kompleksie wynoszą 15÷20°. Fauny nie znaleziono.

Kompleks E (1632,0÷1665,0 m) wyróżniony został na podstawie wykresów profilowania elektrycznego, gdyż nie uzyskano z tej głębokości rdzenia. Skały budujące ten kompleks charakteryzują się w karotażu wyraźnym spadkiem oporów w porównaniu z nadległym kompleksem D i niższym poziomem dolomitów kompleksu F. Z wykresów profilowania elektrycznego i gamma można wnosić, że w kompleksie tym dominują utwory ilaste.

Kompleks F (1665,0÷1734,0 m) charakteryzuje się wysokimi oporami w wykresach profilowania elektrycznego. Z kompleksu tego pobrano 3 rdzenie rozmieszczone dosyć równomiernie w tym odcinku. Są to dolomity drobnokrystaliczne, zbite, jasnoróżowe i czerwone oraz dolomity pelityczne, różowe i różowofioletowe z cienkimi żyłkami białego kalcytu. W górnym rdzeniu występują wkładki wapieni o podobnych cechach litologicznych. W niższych rdzeniach dolomity przekładane są cienkimi warstewkami iłowców czerwono-fioletowych. W dolnym rdzeniu występują brekcje dolomityczne, przy czym kontury okruchów są słabo zarysowane, zlewając się z dolomitycznym spoiwem. W kompleksie tym we wkładce wapiennej na głębokości 1672,0 m stwierdzono masowe występowanie chonetesów, oznaczonych jako *Chonetes aff. zelteri* Paek.

Poniżej kompleksu F (z około 10-metrową luką w rdzeniowaniu) występują już utwory ilasto-piaszczyste dewonu dolnego. Granicę karbonu dolnego z dewonem dolnym ustalono w oparciu o wykresy profilowania elektrycznego, w których odróżniają się wyraźnie wysokooporowe osady dolomityczne karbonu dolnego (kompleksu F) od niskooporowych skał ilasto-piaszczystych dewonu.

DEWON DOLNY

Dewon dolny stanowi seria skał piaskowcowo-ilastych o miąższości 98 m. Serię tę podzielono na część dolną — szarą i górną — pstrą.

Część górną, o miąższości około 40 m, budują piaskowce różowe, rzadziej jasnozielone, bardzo drobnodziarniste, prawie bezwapniste oraz iłowce i mułowce fioletowoczerwone, niekiedy zielone, czasem z rdzawymi plamkami, bezwapniste. Wszystkie te skały obfitują w muskowit, a miejscami zawierają zwęglone szczątki roślin. Przejścia piaskowców w mułowce i mułowców w iłowce są miejscami ciągłe. Lokalnie zdarzają się soczewki piaskowców w iłowcach i odwrotnie — iłowców w piaskowcach. Piaskowce tworzą bądź to grube, jednorodnie ławice, przedzielone grubymi pakietami mułowców i iłowców, bądź też ławice laminowane, złożone z paromilimetrycznych warstewek piaskowców, przedzielonych równie cienkimi warstewkami mułowców lub iłowców. Piaskowce laminowane posiadają warstwowanie równoległe lub przekątne. W najniższym odcinku tej części występują bardzo charakterystyczne struktury robakowate, wijące się trzewiowcowo wśród mułowcowej masy skalnej, określone jako „pseudoskolitusy“ (A. Tokarski, 1962). Geneza tych utworów nie jest dotychczas wyjaśniona. Występują one powszechnie w osadach old-redu na przedgórzu Karpát.

Część dolną, o miąższości około 58 m, budują podobne skały, z tym że posiadają one barwy zielonoszare i szare, a w iłowcach występuje

obfity miał zwęglonych roślin. Formy pseudoskolitusowe są tu bardzo pospolite. W piaskowcach laminowanych obok warstwowania równoległego i przekątnego występuje warstwowanie spływowowe, niekiedy jakby łączące się ze strukturami pseudoskolitusowymi. W najniższym rdzeniu tego kompleksu brak struktur pseudoskolitusowych, występują natomiast cienkowarstwowane, jasnoszare piaskowce z cienkimi warstewkami węglistych, bezwapnistrych iłów z pirytem. Upady warstw w górnej części old-redu wynoszą 3÷5°, w dolnej — dochodzą do 7°.

ORDOWIK

Poniżej opisanych utworów (z 20-metrową luką w rdzeniowaniu) leżą osady ordowiku. Granicę ordowiku z dewonem ustalono na podstawie wykresów profilowania elektrycznego na głębokości 1832,0 m. Ordowik w otworze Zalesie 1 nie został przebitý (końcowa głębokość 1872,5 m). Uzyskano tu tylko 2 rdzenie.

Rdzeń górny (1843,1÷1846,6 m) tworzą łupki ilaste, szarobrunatne, nieco dolomityczne, z drobnym rozproszonym muskowitem, spękanne, z łustrami tektonicznymi, z żyłkami pirytu i rzadziej kalcytu do 2 mm grubości. Miejscami piryt tworzy cienkie warstewki, równoległe do warstwowania. Upady wahają się od 8 do 15°. Znalezione liczne, choć źle zachowaną faunę graptolitów. Stwierdzono tu następujący zespół: *Climacograptus* sp., *C. brevis* Elles et Wood, *Pseudoclimacograptus* cf. *scharenbergi* (Lapw.), *Dicellograptus* sp. i *D. aff. forhammeri* Gein., oraz bliżej nie określone fragmenty *Diplograptus* sp.

Rdzeń dolny (1867,5÷1872,5 m) tworzą piaskowce drobnoziarniste, bezwapniste, zielone lub zielonoszare, z blaszkami muskowitu, z glaukonitem, przechodzące miejscami w mułowce, z warstwowaniem przekątnym lub spływowym. W górnej części przeważają piaskowce drobnoziarniste, kwarcowe, w dolnej części zwiększa się domieszka muskowitu i glaukonitu oraz zaznacza się niepokój sedymentacyjny, wyrażający się zmiennym warstwowaniem. Upady warstw wahają się w granicach 4÷6°. Fauna jest bardzo uboga, zachowana w postaci śladów po rabdomach graptolitów typu *Schizograptus* sp. i *Didymograptus* sp. oraz zapewne *Caryocaris* sp. Ponadto stwierdzono szczątki ramienionogów *Orthis* sp. i *Obolus* sp., a na głębokości 1870,0 m duży fragment pygidium trylobita z grupy *Asaphidae*, z rodzaju *Megistaspis* sp.

STRATYGRAFIA

KARBON DOLNY

Makrofauna karbońska w otworze Zalesie 1 jest uboga, rozmieszczona gniazdowo i reprezentowana wyłącznie przez ramienionogi. Stwierdzony w kompleksie A — *Linoproductus burbachianus* jest formą wizeńską, występuje w kulmie i wapnieniu węglowym Europy Zachodniej (W. Paekelmann, 1931). Również produkty oznaczone z kompleksu B — *Undaria manxensis* i *Fluctuaria undata* znane są z wizenu (H. Muir-Wood, G. A. Cooper, 1960), przy czym ostatnia forma w Belgii i Francji była uważana za przewodnią dla dolnego poziomu górnego wizenu (poziom

D-1). Rodzaj *Chonetes* z kompleksu F odpowiada dokładnie kształtem i wymiarami turnejskiemu gatunkowi *Chonetes zelteri* Pa e c k. (W. Paecckelmann, 1930), posiada jednakże nieco grubsze żebra (u *Chonetes zelteri* 6÷8 żeber na 1 mm szerokości skorupy, u naszej formy — 5 żeber na 1 mm). Okaz ten oznaczony jako *Chonetes aff. zelteri* pozwala na stwierdzenie, że kompleks F należy prawdopodobnie do turneju. To, że kompleks ten nie należy do górnego dewonu, wynika również z faktów geologicznych, a nie tylko paleontologicznych. Poniżej kompleksu F leży dolny dewon. Nie mamy żadnych dowodów na istnienie ruchów orogenicznych, które mogłyby spowodować hiatus między górnym i dolnym dewonem, mamy natomiast liczne dowody na silną fazę bretońską zaznaczającą się w całym zapadlisku przedkarpackim.

Reasumując stwierdzić można, że skały z głębokości 1377,5÷1483,0 m (kompleksy A i B) odpowiadają wizenowi, a skały z głębokości 1665,0÷1734,0 m (kompleks F) należą prawdopodobnie do turneju. Granica między turnejem i wizenem byłaby więc zawarta między głębokościami 1483,0 i 1665,0 m.

DEWON DOLNY

Seria pstrych piaskowców i ilów bez fauny, leżąca pomiędzy udokumentowanymi faunistycznie ordowikiem i karbonem dolnym, zaliczona została do dolnego dewonu na podstawie podobieństw litologicznych z old-redem zapadliska przedkarpackiego. W niektórych wierceniach identyczna litologicznie seria zawiera szczątki ryb pancernych (A. Tokarski, 1962) oraz przykryta jest węglanowymi osadami dewonu środkowego. Charakterystyczne struktury pseudoskolitusowe występują we wszystkich dotychczas poznanych profilach dolnego dewonu w zapadlisku przedkarpackim, nie są znane natomiast z żadnego innego systemu w tym rejonie. Przyjmując struktury pseudoskolitusowe za regionalny wskaźnik stratygraficzny zaliczono serię z głębokości 1734,0÷1832,0 m do dewonu dolnego.

ORDOWIK

Z opisu litologicznego wynika, że w osadach ordowiku w otworze Zalesie 1 istnieją dwa odrębne kompleksy litologiczne i stratygraficzne. W górnej części, na głębokości 1843,1÷1846,6 m, ordowik reprezentowany jest przez ilowce wapniste z liczną fauną graptolitów, których zespół zbliżony jest najbardziej do łupków morawickich z Brzezin, tj. z południowo-zachodniego obszaru Gór Świętokrzyskich (H. Tomczyk, M. Turneau-Morawska, 1964). Za dolnym karadokiem przemawiają najbardziej gatunki *Climacograptus brevis* Elles et Wood i *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.), które również są znane z łupków morawickich nad poziomem *Nemagraptus gracilis*. Fragmentaryczne i wycinkowe obserwacje tych osadów w otworze Zalesie 1 nie pozwoliły dokładniej określić poziomu stratygraficznego, niemniej można je z pewnością uznać za odpowiedniki dolnego karadoku brytyjskiego, nieco wyższego niż poziom z *Nemagraptus gracilis* według schematu Elles et Wood.

Drugi kompleks osadów ordowiku w tym otworze, występujący znacznie niżej, tj. na głębokości 1867,5÷1872,5 m, przedstawia skały zupełnie odmienne, piaszczysto-mułowcowe z glaukonitem. Uboga fauna wska-

zuje na dolny ordowik. Rodzaje graptolitów *Didymograptus* i *Schizograptus* oraz występujący w pobliżu fragment trylobita, zapewne *Megistaspis* sp., odnieść by należało do pogranicza arenigu i lanwirnu. Interpretacja ta wydaje się całkiem słuszna, bowiem osady arenigu, tzw. warstwy mędrzechowskie z *Isograptus gibberulus* i *Didymograptus* sp. występują w niedalekim od Szczucina profilu Mędrzechowa (H. Tomczyk, 1963) w podobnym wykształceniu litologicznym. Dlatego na odcinek nie rdzeniowany w tym profilu, obejmujący zaledwie 21 m, przypadać mogą głównie osady landeilu i ewentualnie górnego lanwirnu. Z pracy bowiem H. Tomczyka i M. Turnau-Morawskiej (1964) wynika, że w profilach Gór Świętokrzyskich (Brzeziny) na górny lanwirn przypada poziom szamozytowy, bądź lokalnie zastąpiony zlepieńcem, a nawet w niektórych profilach występuje luka stratygraficzna. Osady landeilu w Brzezinach mają natomiast miąższość 10–15 m i przeważają w nich osady wapienne z wkładkami piaskowców, a iłowce graptolitowe odgrywają rolę podrzędną. Landeil w Brzezinach stanowi więc typowy osad przejściowy między facją ilastą i piaszczystą lub wapienną. Nie jest więc wykluczone, że na odcinek nie rdzeniowany w profilu Zalesie 1 powinny właśnie przypadać osady typu landeilu z Brzezin, tj. między stwierdzonym dolnym karadokiem z facji ilastej a niżej leżącymi osadami piaszczysto-mułkowcowymi dolnego lanwirnu. Natomiast górny lanwirn w tym profilu może nie być w ogóle reprezentowany, bowiem często na poziom *Didymograptus murchisoni* w Górach Świętokrzyskich przypada luka stratygraficzna bądź zlepieniec, czy ewentualnie osady szamozytowe małych miąższości.

UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE

Profil utworów paleozoicznych w otworze Zalesie 1 wnosi szereg nowych danych do poznania geologicznej historii zapadliska przedkarpacciego, a w szczególności jego części środkowej (rejonu Szczucina).

Utwory ordowiku znane są na przedgórzu Karpac z 4 wierceń we wschodniej części tego obszaru (Uszkowce 1 i 4, Lubaczów 14, Doliny) i z jednego wiercenia (Mędrzechów 1) w jego części środkowej (H. Tomczyk, 1962, 1963). W części wschodniej na łagodnie nachylonych osadach kambru występują podobnie zalegające piaskowce najniższego tremadoku — poziom z *Dictyonema flabelliformae polonicum*, a następnie karadok w facji łupków graptolitowych i dolny aszgil. W części środkowej znane były dotychczas osady arenigu i dolnego lanwirnu. Arenig leży tu niezgodnie na silnie pofałdowanych utworach prekambriu. Fałdowanie to wobec niewielkich upadów ordowiku (Uszkowce i Mędrzechów) oraz kambru (Uszkowce) odpowiada prawdopodobnie fazie assyntyjskiej (K. Łydka, S. Siedlecki, 1963). Przed transgresją ordowiku obszar Mędrzechowa był silniej wyniesiony niż wschodnia część przedgórza (Uszkowce). Wskazuje na to obecność osadów kambru i najniższego tremadoku w rejonie Uszkowiec i brak tych osadów oraz opóźnienie transgresji ordowiku w rejonie Mędrzechowa. Profil ordowiku w Zalesiu jest uzupełnieniem profilu Mędrzechowa.

Ordowik ilasty z otworu Zalesie 1 wykazuje daleko posuniętą analogię do sadów tego wieku z Gór Świętokrzyskich i wschodniej części przed-

górze Karpat, tj. do profilu Doliny koło Cieszanowa (H. Tomczyk, 1962), skąd również znana jest facja graptolitowa karadoku. Ówczesny zbiornik sedimentacyjny wykazywał bowiem maksymalne zasięgi również na południowym obszarze Polski. Natomiast zmiana facji ilastej na piaszczystą bądź wapienną, która już częściowo ujawnia się w landeilu wiąże się bezsprzecznie z ruchami fazy łysogórskiej (H. Tomczyk, 1964), która

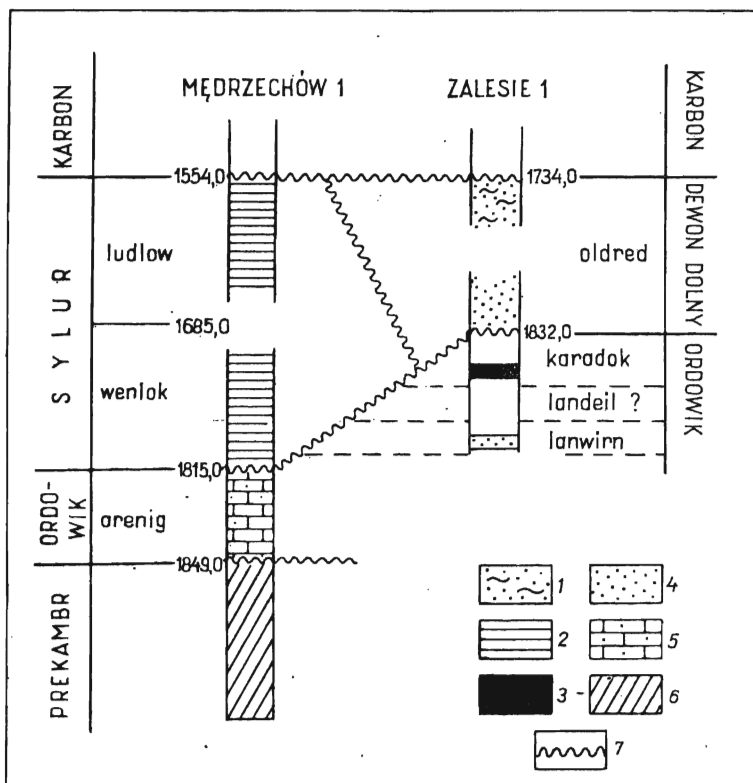


Fig. 3. Korelacja staropaleozoicznych osadów z otworów Mędrzechów 1 i Zalesie 1

Correlation of the Old-Palaeozoic deposits from the bore holes Mędrzechów 1 and Zalesie 1

1 — piaszkowce z wkładkami szarogłazów, 2 — łupki, 3 — łowce,
4 — piaszkowce, 5 — wapienie piaszczyste, 6 — łowce sflityzowane,
7 — niezgodności

1 — sandstones with intercalations of greywackes, 2 — schists,
3 — claystones, 4 — sandstones, 5 — arenaceous limestones, 6 — phyllitized claystones, 7 — discordances

miała miejsce w górnym lanwirnie. Powodowała ona lokalną regresję lub transgresję, co klasycznie ujawnia się między obszarem południowym a północnym w Górach Świętokrzyskich. W przypadku obszaru Szczucin — Mędrzechów brak jest natomiast ściślejszych danych, niemniej ruchy tej fazy spowodowały tu również znaczne zmiany w osadach. Osady piaszczyste z otworu Zalesie 1 wykazują bowiem dużą analogię do piaszkowców z Bukówki i częściowo do osadów poniżej i powyżej po-

ziomu szamozytowego w Brzezinach, gdzie również częste są zjawiska struktur sedymentacyjnych z warstwowaniem spływowym i przekątnym. W rejonie Szczucina i Mędrzechowa basen sedymentacyjny w arenigu i lanwinnie był płytki, jednak jeszcze otwarty, na co wskazują ściśle związki fauny graptolitowej i innej.

Na utworach ordowiku w otworze Mędrzechów 1 (fig. 3) leżą wprost utwory wenloku (H. Tomczyk, 1963), w otworze Zalesie 1 — osady dewonu dolnego. Ruchy odpowiadające orogenezie takońskiej spowodowały silniejsze wydźwignięcie obszaru Mędrzechowa, w wyniku czego doszło tu do znacznie większych niż w Zalesiu 1 ścięć erozyjnych utworów ordowiku. W Mędrzechowie zachowały się osady arenigu i co najwyżej dolnego lanwinu, w Zalesiu znane są jeszcze osady dolnego karadoku. Duża miąższość syluru (281 m) w Mędrzechowie, przy niewielkiej odległości od Zalesia 1, zdaje się przemawiać za tym, że utwory syluru osadziły się również w profilu Zalesia. Dzisiejszy ich brak w tym profilu należałoby wiązać z denudacją pokaledońską. W wyniku ruchów późnokaledońskich obszar Zalesia musiał być znacznie wyżej wyniesiony niż obszar Mędrzechowa, wskutek czego w Zalesiu nastąpiło całkowite ścięcie utworów syluru. Obserwujemy tu zatem inwersję ruchów: o ile w okresie takońskim rejon Zalesia był w stosunku do rejonu Mędrzechowa obszarem obniżonym, to w okresie ruchów późnokaledońskich stał się obszarem podniesionym.

Denudacja pokaledońska wytworzyła na obszarze przedgórza powierchnię o dość znacznych deniwelacjach, na co wskazuje duże zróżnicowanie miąższości old-redu (P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961; A. Tokarski, 1962; Z. Obuchowicz, 1963). Miąższość old-redu w strefie Mielec — Niwiska — Bratkowice wynosi od kilkudziesięciu do stukilkudziesięciu metrów (największą, nie przebitą miąższość old-redu stwierdzono w otworze Mielec 3, gdzie wynosi ona 180 m). W profilu Zalesia miąższość old-redu dochodzi do 100 m., przy czym fakt, że old-red kontaktuje tu od góry wprost z dolnym karbonem, świadczy, że górna część osadów old-redu mogła ulec częściowej erozji.

Następne z kolei ruchy bretońskie zaznaczyły się w całym niemal obszarze zapadliska przedkarpackiego (P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961; A. Tokarski, 1962; Z. Obuchowicz, 1963). Orogeneza bretońska była szczególnie silna w rejonie Szczucina i Dąbrowy Tarnowskiej, gdzie erozja pobretońska usunęła kilkusetmetrową serię osadów paleozoicznych, przy czym w otworze Mędrzechów 1 i Nieczajna Dolna 3 hiatus jest większy niż w otworze Zalesie 1. Obszar Zalesia był zatem w fazie bretońskiej mniej wyniesiony niż obszar Mędrzechowa, podobnie jak w orogenezie takońskiej, a odwrotnie niż w orogenezie późnokaledońskiej. Rejon Szczucin — Dąbrowa Tarnowska zdaje się być elementem wyniesionym w blokowej tektonice bretońskiej, gdyż zarówno na północ (otwór Żółcza 1), jak i na południe (otwór Swarzędów 9) rozmiary erozji bretońskiej są mniejsze.

Hipotetyczny blok Szczucina był w tym czasie nachylony ku NE, o czym świadczy zarówno nie zniszczenie przez erozję osadów dolnodewońskich w otworze Zalesie 1, jak i wcześniejsza w stosunku do Mędrzechowa transgresja dolnego karbonu w Zalesiu.

Interpretując luki w osadach paleozoicznych, występujące poniżej dolnego karbonu, jako dowody na istnienie silnej fazy bretońskiej w tym rejonie, nie można pominąć profilu otworu Żółcza 1. Według nowego opracowania serii karbońskiej w tym otworze (H. Żakowa, E. Głowacki, H. Jurkiewicz, 1963) występuje tu seria wapienia węglowego o miąższości około 370 m (1734,5÷2100,9 m), w której wymienieni autorzy wyróżnili wizen i turnej bez ustalenia granicy między tymi piętrami. Serię niżejleżących wapieni (2100,9÷2229,4 m), uważanych przez J. Czarnockiego (1956) za karbon, zaliczono do górnego dewonu. Na górnodewoński wiek tej serii wskazywać ma małżozraczek *Semilukiella indicens* Z a s p., znany ze środkowego dewonu Rosji i znaleziony w Żółczy 1 na głębokości 2193,3÷2199,5 m. J. Czarnocki (1956) oznaczył z głębokości 2220,2÷2222,6 m ramienionoga *Streptorhynchus* sp. Jest to rodzaj bardzo charakterystyczny i występujący dopiero od górnego karbonu (A. N. Sokol'ska, 1960). A zatem wydaje się, że dewoński lub karboński wiek serii z głębokości 2100,0÷2229,4 m w otworze Żółcza 1 nie może być uważany za ustalony paleontologicznie, dopóki jedno z dwóch powyższych oznaczeń nie zostanie skorygowane.

Gdyby przyjął do H. Żakową, E. Głowackim i H. Jurkiewiczem dewoński wiek omawianej serii, wynikałyby z tego dwa następujące wnioski: po pierwsze — w Żółczy nie ma fazy bretońskiej stwierdzonej w Zalesiu i w innych wierceniach na przedgórzu Karpat; po drugie — alabastry Żółczy, występujące w postaci wkładek w interwale 2178,4÷2209,6 m, należałyby do dewonu górnego, czyli w młodszym paleozoiku tego rejonu byłyby dwa cykle sedymentacji ewaporytów — w górnym dewonie i w dolnym karbonie Zalesia. Bardziej prawdopodobne wydaje się zaliczenie anhydrytów Żółczy do dolnego karbonu przez analogię do dolnokarbońskich anhydrytów z otworów Zalesie 1 i Gumńska 1. Łulka bretońska, która w Zalesiu obejmuje górny i środkowy dewon, w odległej o 10 km na północ Żółczy ogranicza się do górnego dewonu. Ta różnica jest zgodna z ogólną tendencją słabnięcia ruchów bretońskich ku północy (w Górach Świętokrzyskich wygasają one całkowicie).

Ciekawe dane dostarcza porównanie profili dolnego karbonu w otworach Mędrzechów 1 i Zalesie 1 (fig. 2). Z analizy wykresów profilowania elektrycznego serii dolnokarbońskich w tych otworach wynika, że w Mędrzechowie brak jest dolnych kompleksów E i F występujących w Zalesiu, a także dolnej części kompleksu D, zawierającej anhydryty. Korelacja karotażowa wyżej leżących kompleksów dolnego karbonu w Zalesiu (kompleksy A, B, C i górna część D) z serią dolnokarbońską Mędrzechowa jest tak ścisła, że tożsamość wiekowa tych utworów zdaje się nie ulegać wątpliwości. A zatem dolny karbon leży tu przekraczając, transgredując wcześniej (prawdopodobnie w turneju) w Żółczy, Zalesiu i Niwiskach i później w Mędrzechowie i Bratkowicach. Analiza wykresów profilowania elektrycznego w tym ostatnim otworze wykazuje, że osady karbońskie Bratkowic korelują się ściśle z osadami tego wieku Mędrzechowa, a tym samym z górną częścią serii karbońskiej Zalesia.

Idąca z północy transgresja morza karbońskiego dzieli się więc w środkowej i wschodniej części zapadliska przedkarpackiego na dwa etapy. W pierwszym etapie, prawdopodobnie turnejskim, morze wlewa się na

obniżony obszar Żółczy, Zalesia i Niwisk osadzając utwory wapienne, dolomityczne i margliste. Etap ten kończy się zahamowaniem transgresji, przy czym na skutek intensywnego parowania dochodzi do osadzenia się gipsów. To przejściowe zatrzymanie transgresji, zaznaczona sedymentacją ewaporytów, może odpowiadać ruchom fazy tektonicznej na pograniczu turneju i wizenu. W drugim — wizeńskim — etapie morze ogarnia stopniowo cały obszar zapadliska przedkarpackiego. Według dotychczasowych obserwacji w części środkowej i wschodniej zapadliska paleozoik zaczyna się od góry utworami środkowego wizenu lub najniższej części górnego wizenu. Sprawia to wrażenie, że ruchy hercyńskie spowodowały wyniesienie omawianego obszaru „en bloc” i ścięcie erozyjne do jednego poziomu stratygraficznego w przeciwieństwie do ruchów takońskich, kaledońskich czy bretońskich, kiedy cały obszar rozpadał się na bloki w różnym stopniu wydzwignięte i erodowane.

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna PAN
Kraków, ul. Sławkowska 17
Przedsiębiorstwo Państwowe Poszukiwań Naftowych
Kraków, ul. Lubicz 25
Zakład Geologii Niżu Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 29 kwietnia 1965 r.

PIŚMIENNICTWO

- CZARNIECKI S., KWIATKOWSKI S. (1961) — Utwory karbonu w zapadlisku przedkarpackim. Spraw. z Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie, p. 217—222. Kraków.
- CZARNIECKI S., KWIATKOWSKI S. (1963) — Uwagi o rozmieszczeniu facji w dolnym karbonie Zapadliska Przedkarpackiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33, p. 273—279, nr 3. Kraków.
- CZARNOCKI J. (1956) — Surowce mineralne w Górach Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 5, nr 2. Warszawa.
- ELLES G. L., WOOD E. M. R. (1902—1914) — A Monograph of British graptolites. Palaeontogr. Soc., cz. I—X. London.
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E. (1961) — O budowie geologicznej utworów podmiocenijskich przedgórza Karpat środkowych. Kwart. geol., 5, p. 372—419, nr 2. Warszawa.
- ŁYDKA K., SIEDLECKI S. (1963) — On Algonkian Deposits in the Environs of Cracow. Bull. Ac. Pol. Sci. Sér. sci. géol. et géogr., 11, p. 75—82, nr 2. Warszawa.
- MUIR-WOOD H., COOPER G. A. (1960) — Morphology, Classification and Life Habits of the Productoidea (Brachiopoda). Geol. Soc. America, Mem. 81. New York.
- OBUCHOWICZ Z. (1963) — Budowa geologiczna przedgórza Karpat środkowych. Pr. Inst. Geol., 30, cz. IV, p. 321—354. Warszawa.
- PAECKELMANN W. (1930) — Die Brachiopoden des deutschen Unterkarbons. cz. I, Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., nr 122. Berlin.
- PAECKELMANN W. (1931) — Die Brachiopoden des deutschen Unterkarbons. cz. III, Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., nr 136. Berlin.

- TOKARSKI A. (1962) — Struktura Niwisk. Prace geol. Kom. Nauk. Geol. PAN, 13. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1962) — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Pr. Inst. Geol., 35. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1963) — The Ordovician and Silurian in the Basement of the Fore-Carpathian Depression. Ann. Soc. Geol. Pol., 33, p. 289—320. Kraków.
- TOMCZYK H. (1964) — The Ordovician and Silurian Sedimentation Cycles in Poland and the Phenomena of Caledonian Orogeny. Bull. Ac. Pol. Sci. Sér. sci. géol. et géogr., 12, p. 119—131, nr 2. Warszawa.
- TOMCZYK H., TURNAU-MORAŃSKA M. (1964) — Stratigraphy and petrography of the Ordovician in Brzeziny near Morawica (Holy Cross Mts., Central Poland). Acta geol. pol., 14, p. 501—546. Warszawa.
- ŻAKOWA H. (1963) — Nowe dane o dolnym karbonie w podłożu Przedgórze Karpat. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33, p. 281—288, nr 3. Kraków.
- ŻAKOWA H., GŁOWACKI E., JURKIEWICZ H. (1963) — Wyniki rewizji serii karbońskiej z Załuczy 1. Kwart. geol., 7, p. 215—229, nr 2. Warszawa.
- СОКОЛЬСКАЯ А. Н. (1960) — Мшанки. Брахиоподы в: Основы палеонтологии. Москва.

Станислав КВЯТКОВСКИ, Владыслав МОРЫЦ, Хенрык ТОМЧИК

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИЗ БУРОВОЙ СКВАЖИНЫ ЗАЛЕСЬЕ 1 ОКОЛО ШУЦИНА

Резюме

Буровой скважиной Залесье 1 под Шуцином (Южная Польша) пройдена следующая серия палеозойских отложений: нижний карбон (1377,5—1734,0 м), нижний девон (1734,0—1832,0 м) и ордовик (1832,0—1872,5 м).

Нижний карбон сложен известняками с прослойками аргиллитов, доломитов и ангидритов, а также, в нижней части (1655,0—1734,0 м), доломитами. На глубинах 1377,5—1409,0 м была выявлена фауна среднего или, возможно, низов верхнего визе. В доломитовой толще найдена, по всей вероятности, турнейская фауна.

Нижний девон в фации красного песчаника сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, вверху пестрыми, внизу серо-зелеными, с характерными псевдосколитовыми структурами.

Верхняя часть ордовика, развитая в виде глинистых сланцев, на основании содержащихся в ней граптолитов, относится к нижнему карадоку, выше зоны *Nemagraptus gracilis*. Нижняя часть ордовика сложена песчано-алевролитовыми отложениями с глауконитом и граптолитами, которые указывают на границу между аренигским и лландейльским ярусами.

В профиле Залесья отмечаются стратиграфические перерывы между: 1) нижним девоном и карадоком — в результате позднекаледонских движений; 2) нижним карбоном и нижним девоном — в результате бретонских движений. Корреляция по каротажным данным отложений нижнего карбона из буровых скважин Залесье 1, Менджехув 1, Братковице 1 указывает на то, что отложения карбона окрестностей Менджехова и Братковиц отвечают верхней части карбона района Залесья. Каменноугольная трансгрессия в этой части Карпатского

предгорья наступает в двух стадиях. Во время первой стадии море занимает район Жулча — Залесье — Нивиска, отлагая доломиты и известняки, после чего трансгрессия временно при останавливается (образование ангидритов в Залесье и Жулчи). Во время второй стадии море занимает всю территорию Карпатского предгорья. Послегерцинские денудационные процессы сократили в этом районе послепалеозойские отложения приблизительно до одного стратиграфического горизонта — низов верхнего визе.

Stanisław KWIATKOWSKI, Władysław MORYC, Henryk TOMCZYK

PALAEOZOIC DEPOSITS PIERCED BY THE BORE HOLE ZALESIE 1, NEAR SZCZUCIN

Summary

The following series of the Palaeozoic deposits has been pierced by the bore hole Zalesie 1, located near Szczucin in the southern area of Poland: Lower Carboniferous (1377,5—1734,0 m), Lower Devonian (1734,0—1832,0 m) and Ordovician (1832,0—1872,5 m).

The Lower Carboniferous deposits consist of limestones with claystone, dolomite and anhydrite intercalations, and in the lower part (1655,0—1734,0 m) of dolomites. At a depth from 1377,5 to 1409,0 m the fauna has been encountered of Middle Viséan, or of the lowermost part of Upper Viséan age. In the dolomite series the fauna of probable Tournaisian age has been found as well.

The Lower Devonian in the Old Red facies is built up of sandstones, mudstones and claystones, variegated at the top and grey-green at the bottom, with characteristic pseudoscolitus structures.

The upper part of the Ordovician developed in the form of clay shales contains graptolites showing the Lower Caradocian, higher than the zone *Nemagraptus gracilis*. The lower part of the Ordovician consists of the arenaceous-mudstone deposits with glauconite and graptolites proving the transition time from Arenigian to Llanvirnian.

Some hiatuses may be observed in the Zalesie section: 1) between the Lower Devonian and Caradocian — as a result of the Late Caledonian movements; and 2) between the Lower Carboniferous and Lower Devonian — due to the Bretonian movements. The electric logging correlation of the Lower Carboniferous deposits from the bore holes Zalesie 1, Mędrzechów 1, Bratkowice 1 shows that the Carboniferous from Mędrzechów and Bratkowice corresponds to the upper part of the Carboniferous from Zalesie. In this part of the Carpathian foreland, the Carboniferous transgression took place in two stages. During the first stage it embraced an area between Żółcza, Zalesie and Niwiska, and laid down dolomites and limestones, and then was temporarily stopped (sedimentation of anhydrites at Zalesie and Żółcza). In the second stage the sea embraced the whole area of the Carpathian foreland. In the area considered, the post-Hercynian denudation removed the young-Palaeozoic deposits so that only one stratigraphical horizon persisted, i.e. the lowermost part of the Upper Viséan.