

Jędrzej PCKORSKI

Perm dolny obniżenia podlaskiego

WSTĘP

Utwory permu dolnego w Polsce powstawały w dwóch prowincjach. Pierwsza, obejmująca znaczną część Niżu Polskiego, rozciąga się na południowy zachód od linii Teisseyre'a i obejmuje basen pomorsko-kujawski oraz monoklinę przedsudecką. Na obszarach tych czerwony spągowiec osiąga znaczną miąższość, dochodzącą zapewne do około 1500 m (największa miąższość stwierdzona wierceniami wynosi około 980 m).

W strefach brzeżnych tego basenu dominują facje gruboklastyczne: zlepieńcowa i zlepieńcowo-piaszczysta. W zachodniej części monokliny przedsudeckiej oraz na obszarze Zachodniego Pomorza (blok Wolina i blok Gryfic) występują kompleksy skał wulkanicznych typu profirów (paleoryolitów), melafirów i dacytów. W części centralnej zbiornika dolnopermskiego przeważają klastyczne skały drobnoziarniste: piaszczyste i mułowcowo-piaszczyste. Znaczna część profilu zbudowana jest z ilowców. Pojawiają się soczewki i skupienia syngenetycznego anhydrytu. Ten dolnopermski zbiornik sedymentacyjny rozciąga się dalej w kierunku zachodnim, a na obszarze Morza Północnego prócz skał klastycznych występują również sole kamienne.

Na północny wschód od linii Teisseyre'a — na obszarze platformy prekambryjskiej — czerwony spągowiec występuje w zbiornikach zupełnie lub częściowo izolowanych, a mianowicie na terenie obniżenia nadbałtyckiego, wyniesienia Łeby i obniżenia podlaskiego. Jest on tutaj zlepieńcowy lub piaszczysto-zlepieńcowy, arkozowy i osiąga małą miąższość bo do 70 m.

W obrębie wymienionych jednostek platformy prekambryjskiej czerwony spągowiec należy do górnego kompleksu strukturalnego pokrywy osadowej, utworzonego ze skał permio-mezozoicznych.

Pierwszych danych o permie na terenie obniżenia podlaskiego dostarczyły w latach pięćdziesiątych otwory: Magnuszew IG-1, Mielnik IG-1 i Żebrak IG-1. Później kilkanaście otworów wykonał Instytut Geologiczny i górnictwo naftowe.

Podstawą niniejszych rozważań są materiały rdzeniowe i geofizyczne uzyskane z piętnastu otworów wiertniczych (fig. 1, 2). Część otworów nie ma rdzeni z odcinka dolnopermskiego i wówczas podstawą do wydzieleni stratygraficznych są na ogół dobrze wykonane pomiary geofizyczne.

Pomimo znacznej ilości danych, jakie otrzymaliśmy z otworów wiertniczych, przedstawione mapy (fig. 2—4) zawierają wiele elementów hipotetycznych. Dotyczy to przede wszystkim wschodniej i północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego.

Kierownictwu PPN Wołomin składam serdeczne podziękowanie za udostępnienie materiałów rdzeniowych. Pani mgr Elżbiecie Czajor dziękuję za wykonanie analiz minerałów ciężkich oraz dyskusję, Panom dr B. Areniowi i mgr S. Tyskiemu dziękuję za uwagi i przejrzenie rękopisu.

LITOLOGIA

Choć skały permu dolnego mają bardzo małą miąższość (maksymalna nie przekracza 32 m — fig. 1 i 2) i są wyłącznie klastyczne, ich różnorodność jest zaskakująca. W znanych profilach reprezentowane są podstawowe typy osadów klastycznych: zlepieńce, piaskowce, mułowce i ilowce. Wszystkie te skały, pomijając zasadniczą różnicę frakcji, wykazują daleko idące analogie w składzie mineralogicznym. Zlepieńce są arkozami lub mają skład do nich zbliżony, piaskowce, a nawet mułowce mają skład podobny również do arkoz.

Zlepieńce. Największe ilości zlepieńców, obliczone w stosunku do całości materiału rdzeniowego, stwierdzono w otworach: Radzymin 1 (62%), Goździk 1 (40%) i Dobre 1 (39%). Skały te mają struktury różnoziarniste. Zła selekcja i przesortowanie, ostrokrawędziste, nie obtoczone okruchy — to najbardziej charakterystyczne cechy zlepieńców. Najczęściej są one czerwone lub różowe, niekiedy pstre, seledynowo-czerwone lub szaro-seledynowe.

Do głównych komponentów zlepieńców należy zaliczyć: okruchy skał granitoidowych, kwarcowo-mikroklinowych i kwarcowych, Mikroklin, najczęściej gorzej obtoczony niż plagioklasy, jest pokruszony z licznymi mechanicznymi uszkodzeniami, świeży, plagioklasy, częściowo skarbonatyzowane, zserycytizowane lub skaolinizowane, kwarc — bezbarwny, w znacznie mniejszej ilości mleczny, spotyka się również okazy o smużystym wygaszaniu światła.

Wśród okruchów skał osadowych występują: mułowce kwarcowe i kwarcyty (kambr) — głównie w otworach Mielnik IG-1, Żebrak IG-1 i Dobre 1, wapienie organodetrytyczne (ordowik), w największej ilości w otworze Łochów IG-1 oraz drobnolaminowane, seledynowe ilowce (sylur) — najliczniejsze w skałach z otworów Tłuszcz IG-1, Dobre 1 i Mielnik IG-1. Spoiwo zlepieńców jest różnorodne zarówno co do składu, jak i ilości. Przeważa spoiwo detrytyczne o strukturze psamitowo-aleurytowej, złożone z drobnych fragmentów składników głównych, niekiedy z dość znaczną domieszką węglanów. Występują jednak partie zlepieńców o bardzo znikomej ilości spoiwa typu dytrytycznego. Skały te są najczęściej słabo związane. Miejscami spoiwo jest silnie przepojone wodorotlenkami żelaza.

Piaskowce i piaskowce zlepieńcowate (piaskowce z domieszką żwirku powyżej 2 mm rozproszonego równomiernie w skale). Skały piaszczyste mają strukturę psamitową, niekiedy różnoziarnistą, tekstury są bezkierunkowe lub drobno, równoległe warstwowane. Piaskowce są bardzo różnorodnie zabarwione, dominują barwy szaro-seledy-

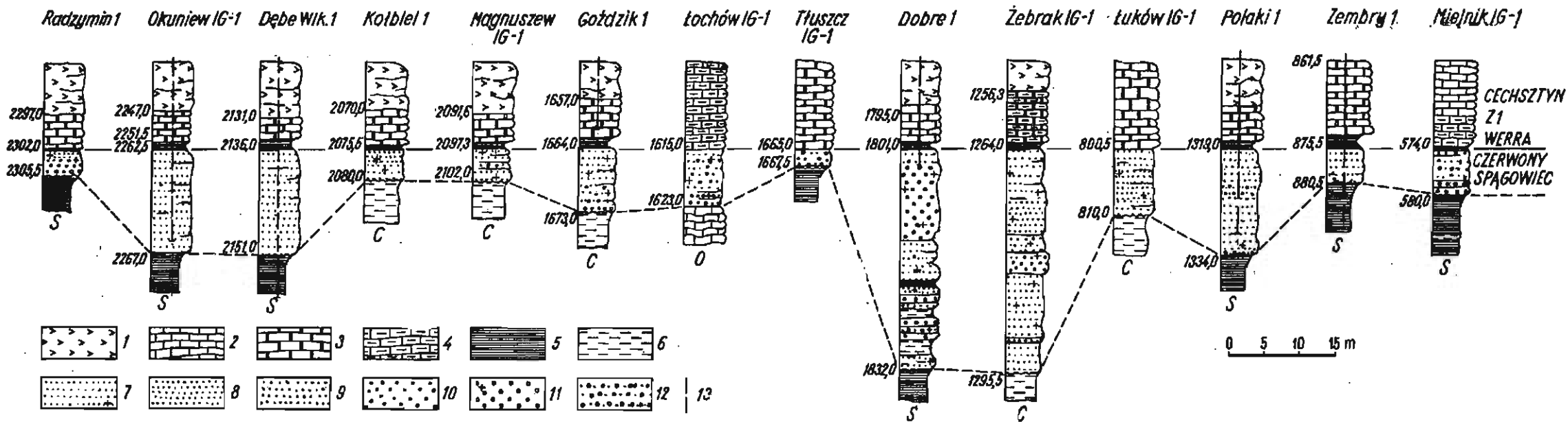


Fig. 1. Zestawienie korelacyjne profili permu dolnego w obrębie podlaskim

Correlation of the Lower Permian sections within the Podlaskie depression

1 - anhydrites; 2 - limestones; 3 - dolomites; 4 - marly limestones; 5 - claystones; 6 - siltstones; 7 - fine-grained sandstones; 8 - medium-grained sandstones; 9 - coarse-grained sandstones; 10 - fine-pebble conglomerates; 11 - coarse-pebble conglomerates; 12 - conglomeratic sandstones; 13 - section of the wall drilled without core; symbol + shows that clastic rocks are arkoses

1 - anhydrites; 2 - limestones; 3 - dolomites; 4 - marly limestones; 5 - claystones; 6 - siltstones; 7 - fine-grained sandstones; 8 - medium-grained sandstones; 9 - coarse-grained sandstones; 10 - fine-pebble conglomerates; 11 - coarse-pebble conglomerates; 12 - conglomeratic sandstones; 13 - section of the wall drilled without core; symbol + shows that clastic rocks are arkoses

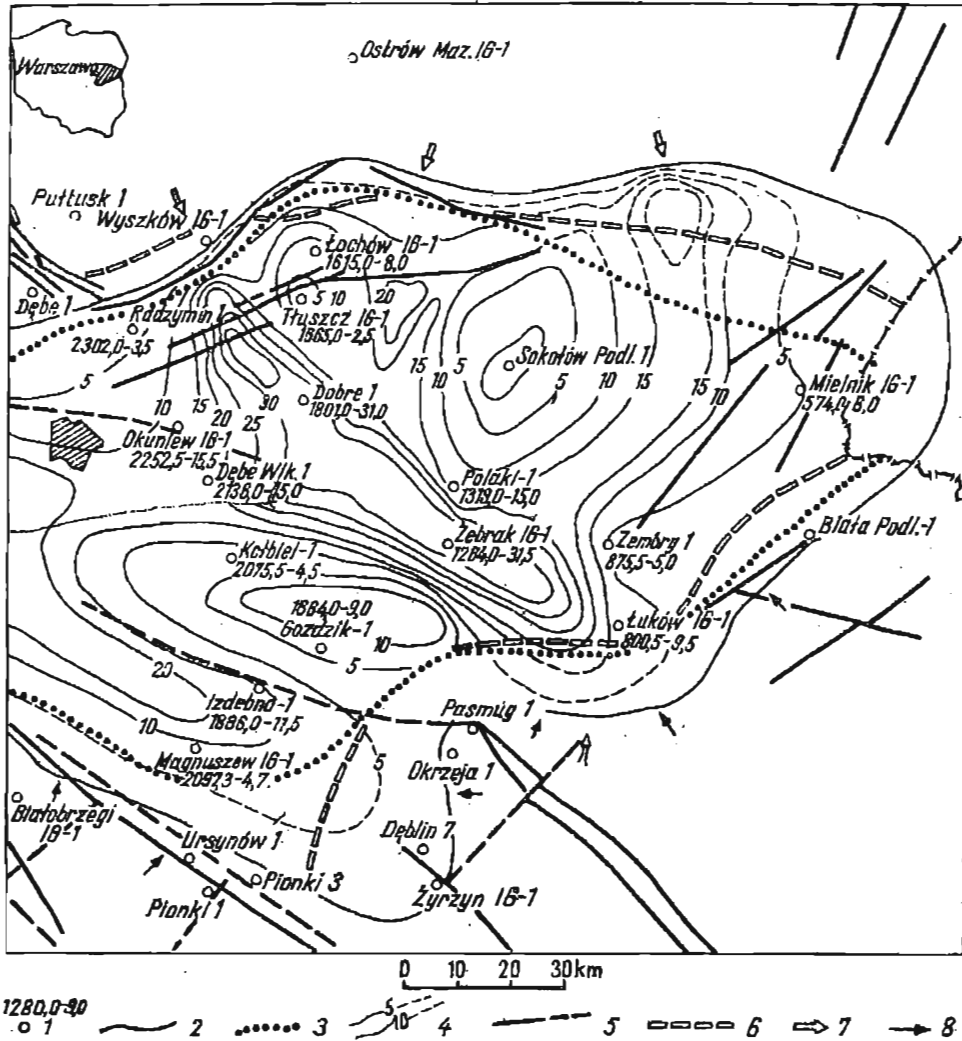


Fig. 2. Mapa miąższości czerwonego spągowca

Thickness map of the Rotliegendes deposits

1 — otwory wiertnicze (cyfra pierwsza — spąg P_2 — strop P_1 , cyfra druga — miąższość P_1); 2 — granica zasięgu pierwotnego P_1 ; 3 — współczesna granica erozyjna P_1 ; 4 — izopachyty (co 5 m); 5 — ważniejsze dyslokacje (zestawione na podstawie prac R. Dadleza, S. Marka, K. Jaworowskiego, A. M. Zeliuchowskiego); 6 — granica współczesnego zasięgu cyklotemu Z1 Werra (wg R. Wagnera); 7 — główne kierunki transportu materiału okrucowego; 8 — podrzędne kierunki transportu materiału okrucowego

1 — bore holes (first number — bottom of P_2 — top of P_1 , second number — thickness of P_1); 2 — boundary of previous extent of P_1 ; 3 — present-day erosional boundary of P_1 ; 4 — isopachytes 5 m apart; 5 — more important dislocations (compiled according to the works by R. Dadlez, S. Marek, K. Jaworowski, A. M. Zeliuchowski); 6 — boundary of the present-day extent of the Werra cyclothem Z1 (according to R. Wagner); 7 — main direction of elastic material transportation; 8 — subordinate directions of elastic material transportation

nowe i różowo-szare, choć reprezentowana jest cała gama odcieni czerwonych i szarych.

Do głównych składników należą: kwarc — ostrokrawędzisty, wszystkich frakcji do 2 mm włącznie, skalenie — reprezentowane przeważnie przez słabo obtoczony lub nie obtoczony, pokruszony i zupełnie świeży mikroklin oraz mikropertyt, plagioklasy występujące w mniejszych ilościach są z reguły silniej zwietrzałe, zmienione (skarbonatyzowane, skaolinizowane lub zserycytizowane). W mniejszych ilościach spotyka się biotyt (niekiedy schlorityzowany) i muskowit. W okruchach skalnych najliczniej reprezentowane są skały granitoidowe kwarcowo-mikroklinowe, w mniejszych ilościach skały granitoidowe kwarcowe, kwarcyty, mułowce kwarcytowe, wapień i wapień organodetrytyczne oraz iłowce drobno-laminowane. W otworze Dobre 1 występują węglanowe szczątki mszywiolów nieco zbrunatniałe od wodorotlenków żelaza.

Spoiwo piaskowców i piaskowców zlepieńcowatych ma charakter masy wypełniającej i zbudowane jest z rozdrobnionego materiału detrytycznego. Występują również piaskowce, których spoiwo ma zarówno charakter masy wypełniającej, jak i spoiwa właściwego, węglanowego w postaci ksenomorficznych ziarn kalcytu. W znacznej części profilu skała jest przepojona wodorotlenkami żelaza. Bardzo charakterystyczną cechą piaskowców jest występowanie nielicznych co prawda ziarenek glaukonitu (otwory: Dobre 1, Żebrak IG-1, Mielnik IG-1, Magnuszew IG-1 i Łochów IG-1). W mułowcach agregaty glaukonitowe są drobniejsze i występują sporadycznie. Glaukonit tworzy dość drobne, jasnozielone agregaty (około 0,03÷1,0 mm). Jest on prawdopodobnie autogeniczny, występuje zarówno w skałach szarych, jak i czerwonych czy brunatnych, silnie impregnowanych wodorotlenkami żelaza (J. Pokorski, 1968). E. Czajor i R. Wagner (praca w druku) uważają, że powstanie glaukonitu można wiązać z hiperogenicznym rozkładem skał bogatych w skalenie. Glaukonit powstały w zbliżonych warunkach znany jest również z zachodniej Ukrainy (M. T. Diadczenko, A. J. Chatunczewa, 1956).

M u ł o w c e. Największe ilości mułowców stwierdzono w utworach Dobre 1 (25%), Żebrak IG-1 (12%) i Magnuszew IG-1 (11%). Przeważa struktura aleurytowa, niekiedy w miejscach większych skupień materiału okruchowego psamitowa. Tekstury typu drobnego warstwowania równoległego, często podkreślone są nie tylko różnicą frakcji, ale i kierunkową orientacją minerałów blaszkowych. W materiale detrytycznym głównymi składnikami są: kwarc, skalenie oraz okruchy skał granitoidowych; ostatnie w pojedynczych okazach osiągają nawet do 2 mm średnicy. Spoiwo mułowców w większości profilów jest silnie przepojone wodorotlenkami żelaza.

Niezwykle istotnym składnikiem opisanych skał są minerały ciężkie. Oznaczenia minerałów ciężkich wykonała E. Czajor na próbkach z otworów Mielnik IG-1, Żebrak IG-1, Magnuszew IG-1, Łochów IG-1 z frakcji 0,06÷0,2 mm (fig. 5).

Do zespołu minerałów ciężkich pochodzących ze skał metamorficznych należą epidoty, granaty (o barwach ciemnoróżowych i łososiowych), dysyten, staurolit, hipersten, hornblenda, spinel i andaluzyt. Ziarenka tych minerałów mają największe średnice (> 0,1 mm) oraz charakteryzują się najniższym stopniem obtoczenia. Hipersten (szczególnie mało odporny

na transport) i dysten występują w postaci ziarenek świeżych, nie zwierzających i ostrokrawędzistych. Staurolit i epidot są nieco lepiej obtoczone i można przypuszczać, że przeszły one nieco dłuższy transport. Ze zniszczenia skał granitoidowych pochodzą prawdopodobnie apatyt i tytanit (fig. 6 E).

Powszechnie występujące minerały ciężkie jak: cyrkon, granat bladoróżowy, turmalin i rzadziej rutył są w większości redeponowane ze starszych skał osadowych. Zespół minerałów redeponowanych charakteryzuje dobry i bardzo dobry stopień obtoczenia, a wielkości ziarn zbliżone są do dolnej granicy oznaczonej frakcji (0,06 mm).

Z analizy przebiegu izarytmów zawartości minerałów ciężkich przedstawionych w procentach wagowych (fig. 6) wynika, że w transporcie materiału klastycznego zaznaczają się wyraźnie dwa kierunki: północny i południowy. Z północy — z obszaru wyniesienia mazursko-suwalskiego — największy dopływ materiału klastycznego odbywał się z kierunku Wyszkowa (otwór Wyszków IG-1, fig. 2) do obniżenia Dobrze — Żebrak (fig. 3). Wśród minerałów ciężkich bardzo charakterystyczna dla tego kierunku jest duża ilość hiperstenu, liczne łososiowe i różowe granaty oraz apatyt (fig. 6 B, D, E). Śladowo występuje dysten, epidot i staurolit (fig. 6 A). Źródłem tych minerałów był odsłonięty krystaliczny fundament platformy prekambryjskiej, zbudowany z granitoidów i skał metamorficznych. Drugi ważny północny kierunek transportu związany jest z obniżeniem Mielnika (fig. 3). Najbardziej uderzająca jest tutaj znaczna ilość dystenu, epidotu i staurolitu. Granaty łososiowe i różowe występują w podobnej ilości jak w otworze Łochów IG-1, zaś hipersten zaledwie w ilościach śladowych. Pochodzenie tych minerałów ciężkich należy wiązać ze skałami krystalicznymi wyniesienia mazursko-suwalskiego (metamorficznymi i granitoidowymi). Jednak w tym przypadku należy jeszcze uwzględnić transport z obszaru wyniesienia Sławatycz, który, choć mniej znaczny, zapewne miał wpływ na rozkład zawartości minerałów ciężkich w tej części obniżenia podlaskiego.

Z kierunku południowego największy dopływ materiału klastycznego związany był z depresją Łuków — Żebrak. Dla tego kierunku najbardziej uderzająca jest ogromna ilość granatów łososiowych i różowych oraz dość liczny epidot, dysten i staurolit. Materiał klastyczny związany z tym kierunkiem transportu dostarczany był z wyniesienia Sławatycz oraz elewacji Kocka. Na obszarze wyniesienia Sławatycz odsłonięte były i denudowane skały osadowe prekambriu, starszego i młodszego paleozoiku oraz pełny wachlarz skał krystalicznych — głębinowych i metamorficznych — (W. Ryka, 1961, 1964). Z elewacji Kocka dostarczany był głównie materiał ze zniszczenia skał osadowych górnego i dolnego karbonu.

SEDYMENTACJA I PALEOGEOGRAFIA

Skały permu dolnego występują w centralnej części obniżenia podlaskiego (fig. 2). Współczesna erozyjna granica zasięgu czerwonego spągowca jest w dużej mierze zbliżona do granicy zasięgu pierwotnego. Wniosek ten wynika z analizy mapy miąższości (fig. 2) i mapy facji (fig. 4).

Na północnym skłonie obniżenia podlaskiego erozja i denudacja utworów czerwonego spągowca zachodziła zapewne w okresie poprzedzającym

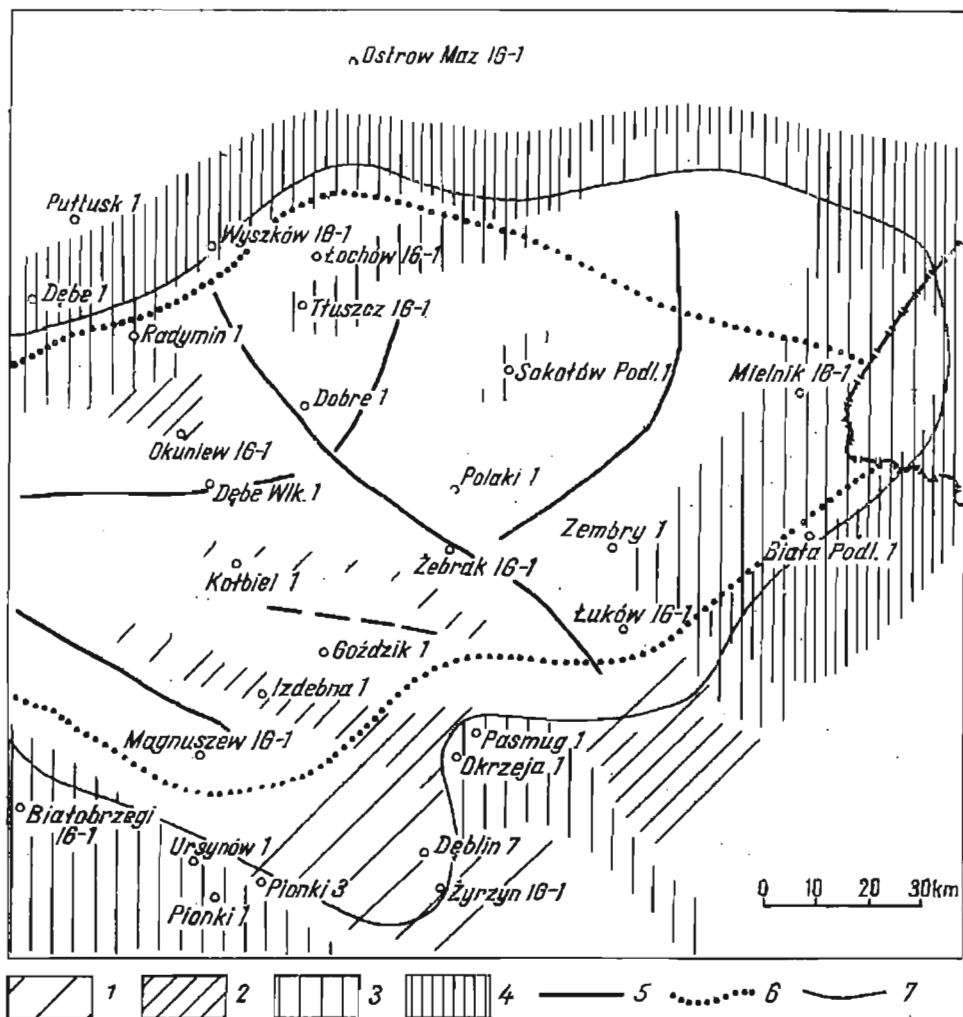


Fig. 3. Szkic topografii przed rozpoczęciem się i w czasie sedymentacji górnego czerwonego spągowca

Sketch of topography from before the sedimentation of the Upper Rotliegendes deposits

1 — obszary niewielkich wyniesień słabo zaznaczone w sedymentacji czerwonego spągowca; 2 — obszary słabo wyniesione, ograniczona sedymentacja; 3 — obszary wyniesione częściowo z sedymentacją czerwonego spągowca (główna facja zlepni-cowa); 4 — obszary najbardziej wyniesione, zasadnicze tereny alimentacyjne; 5 — granica pierwotnego zasięgu permu dolnego; 6 — współczesna granica erozyjna czerwonego spągowca; 7 — osie głównych depresji, tereny największej akumulacji

1 — areas of small elevations feebly visible in the sedimentation of Rotliegendes; 2 — feebly elevated areas, restricted sedimentation; 3 — partly elevated areas, with sedimentation of Rotliegendes deposits (mainly conglomerate facies); 4 — most elevated areas, main alimentation areas; 5 — boundary of the original extent of the Lower Permian deposits; 6 — present-day erosional boundary of the Rotliegendes deposits; 7 — axes of the main depressions, areas of the greatest accumulation

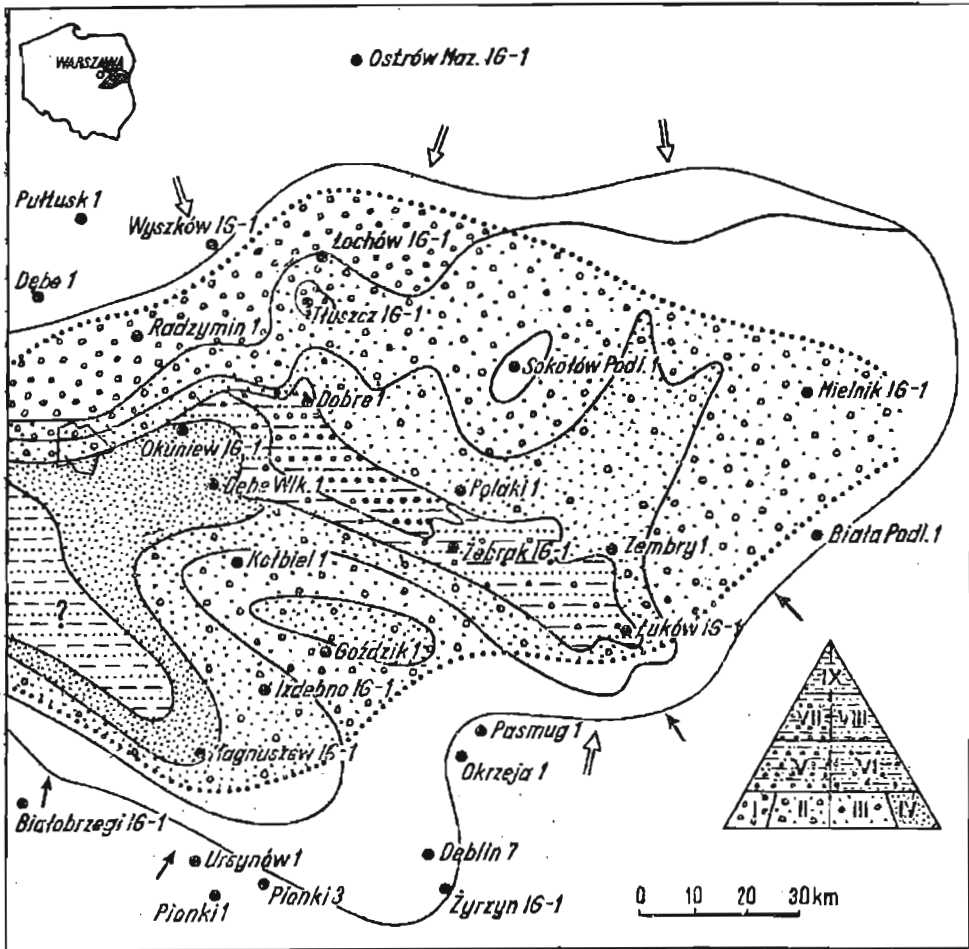


Fig. 4. Mapa litologiczno-facjalna
Lithologic-facial map

1 - otwory wiertnicze; 2 - granica pierwotnego zasięgu permu dolnego; 3 - współczesna granica erozyjna czwernego spągowca; 4 - główne kierunki transportu; 5 - kierunki transportu o znaczeniu podrzędnym; I - zlepieńce (ponad 79%); II - zlepieńce - Z, piaskowce - P ($Z > P$), mułowce - M ($< 11\%$); III - piaskowce, zlepieńce, ($P > Z$, $M < 11\%$); IV - piaskowce (ponad 79%); V - zlepieńce, mułowce ($Z > P$, $11\% < M < 50\%$); VI - piaskowce, mułowce ($P > Z$, $11\% < M < 50\%$); VII - mułowce, zlepieńce ($Z > P$, $11\% < M < 50\%$); VIII - mułowce, piaskowce ($50\% < M < 79\%$, $P > Z$); IX - mułowce (ponad 79%)

1 - bore holes, 2 - boundary of the original extent of the Lower Permian formations; 3 - present-day erosional boundary of the Rotliegendes formations; 4 - main directions of transportation; 5 - subordinate directions of transportation; I - conglomerates (more than 79%); II - conglomerates - Z, sandstones - P ($Z > P$, siltstones - M ($< 11\%$); III - sandstones, conglomerates ($P > Z$, $M < 11\%$); IV - sandstones (more than 79%); V - conglomerates, siltstones ($Z > P$, $11\% < M < 50\%$); VI - sandstones, siltstones ($P > Z$, $11\% < M < 50\%$); VII - siltstones, conglomerates ($Z > P$, $11\% < M < 50\%$); VIII - siltstones, sandstones ($50\% < M < 79\%$, $P > Z$); IX - siltstones (more than 79%)

cechsztyń oraz w cechszynie. Na skłonie południowym — w okolicy otworu Łuków IG-1 (depresja Łuków-Żebrak) — można spodziewać się pierwotnie znacznie szerszego występowania czerwonego spągowca, szerszego nawet niż zostało zaznaczone na fig. 2. W depresji tej rozwiniętej pomiędzy wyniesieniem Sławatycz a elewacją Kocka osady czerwonego spągowca zostały następnie zniszczone w czasie cechsztyń, triasu i środkowej jury. Identyczne warunki panowały w zatoce Magnuszewa rozwiniętej pomiędzy elewacją Kocka a elewacją Radomia (fig. 2 i 4).

W dotychczasowych opracowaniach przyjmowano, że na terenie obniżenia podlaskiego istniała zatoka, która rozszerzała się w kierunku zachodnim, przechodząc stopniowo w basen kujawsko-pomorski (J. Milewicz, K. Pawłowska, 1961; K. Pawłowska, J. Poborski, 1968). Autor jest zdania, że dolnopermski zbiornik obniżenia podlaskiego był w pewnym stopniu izolowany od basenu kujawsko-pomorskiego. Wskazuje na to zarówno rozkład miąższości i facji, jak i analiza paleotektoniczna.

Najsilniejszym akcentem na mapie miąższości (fig. 2), facji (fig. 4) i morfologii istniejącej przed i w trakcie sedymentacji czerwonego spągowca (fig. 3) jest szeroka dolina ciągnąca się w kierunku NW-SE — od otworu Wyszaków IG-1 na północy do otworu Łuków IG-1 na południu. Występują tutaj maksymalne miąższości (> 30 m) i jednocześnie najdrobniejsze frakcje klastyczne znane dotychczas z obniżenia podlaskiego (fig. 4). W centralnej części tej doliny rozwinęło się rozległe, choć płytkie jeziorzysko, które przez cały czas sedymentacji dolnopermskiej otrzymywało znaczne ilości świeżych wód rzecznych. Wskazuje na to brak śladów wysychania, poziomów rozmyć i ślady warstwowania równoległego (nieliczne). Na obu krańcach doliny, północnym i południowym, panowała sedymentacja rzeczna. Powstały tam rozległe stożki napływowe, w których składzie przeważają skały grubookruchowe. Nadmiar wód, a z nimi również drobniejszy materiał klastyczny uchodził poprzez obniżenie Okuniew — Dębe Wielkie do basenu kujawsko-pomorskiego. Nie można wykluczyć ewentualności, że opisane jeziorzysko uzyskiwało okresowe połączenie ze zbiornikiem kujawsko-pomorskim. Ta ewentualność dotyczyłaby bardziej okresu kończącego dolnopermski cykl sedymentacyjny, w mniejszym zaś stopniu osadów cykl ten rozpoczynających. Oczywiście, kontakt taki mógł nastąpić jedynie poprzez obniżenie Okuniew — Dębe Wielkie. Nazywając opisaną dolinę „główną” chciałbym podkreślić, że może istnieje ich jeszcze więcej, choć nie wszystkie mają równie dobrą dokumentację lub są w ogóle nie rozpoznane.

W północnej części głównej doliny po stronie zachodniej rozciąga się taras sedymentacyjny, obniżający się stopniowo w kierunku strefy dyslokacyjnej Warszawa — Inowrocław. Miąższość czerwonego spągowca jest tutaj niewielka (około 5 m), osady zaś głównie gruboklastyczne (otwór Radzymin 1).

Po stronie wschodniej leży obniżenie Łochowa powstałe pomiędzy strefą dyslokacyjną Wyszaków (stanowiła ona jednocześnie granicę zasięgu czerwonego spągowca) a wyniesieniem Tłuszcz. Również i tutaj przeważają osady grubookruchowe.

Pomiędzy wyniesieniem Tłuszcz a wyniesieniem Sokołowa Podlaskiego (otwory cechsztyń występują tu bezpośrednio na diabazach karbońskich) rozwinęło się, być może, niewielkie obniżenie. Na możliwość

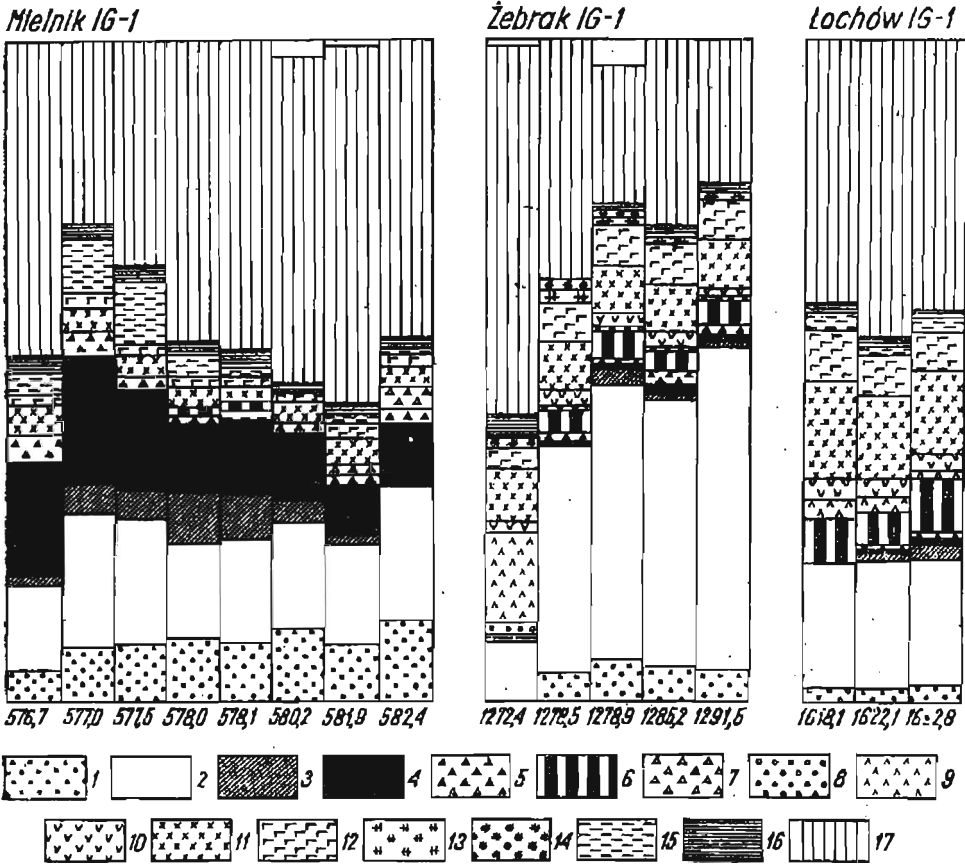


Fig. 5. Minerale ciężkie w skałach z 3 otworów wiertniczych, w procentach wagowych

Heavy minerals in rocks from 3 bore holes, in weight percentage

- 1 — epidoty; 2 — granaty lososowe i różowe; 3 — granaty bezbarwne; 4 — dysten; 5 — staurolit; 6 — hipersten; 7 — hornblenda; 8 — andaluzyt; 9 — apatyt; 10 — tytanit; 11 — cyrkon; 12 — turmalin; 13 — rutil; 14 — glaukonit; 15 — biotyt; 16 — chloryt; 17 — minerały nieprzezroczyste
- 1 — epidotes; 2 — salmon-coloured and pink garnets; 3 — colourless garnets; 4 — diathene; 5 — staurolite; 6 — hypersthene; 7 — hornblende; 8 — andalusite; 9 — apatite; 10 — titanite; 11 — zircon; 12 — tourmaline; 13 — rutile; 14 — glauconite; 15 — biotite; 16 — chlorite; 17 — opaque minerals

jego istnienia wskazuje silnie wyrażona w tej części Podlasia tektonika dysjunktywna.

I wreszcie trzecia z zaznaczonych dolin (fig. 3) rozwinęła się pomiędzy wyniesieniem Sokołowa Podlaskiego a tarasem sedymentacyjnym Mielnika — Żembrów. Jej istnienie podyktowane jest wynikami analizy minerałów ciężkich (fig. 6), przebieg zaś wielkością i kształtem wspomnianego tarasu. Dolina ta łączyła się z doliną główną w okolicy otworu Żebrak IG-1.

Na obszarze tarasu sedymentacyjnego Mielnika-Żembrów miąższość gruboklastycznych osadów jest niewielka. Duży wpływ na ich skład okrucowy i mineralny miało pobliskie wyniesienie Sławatycz.

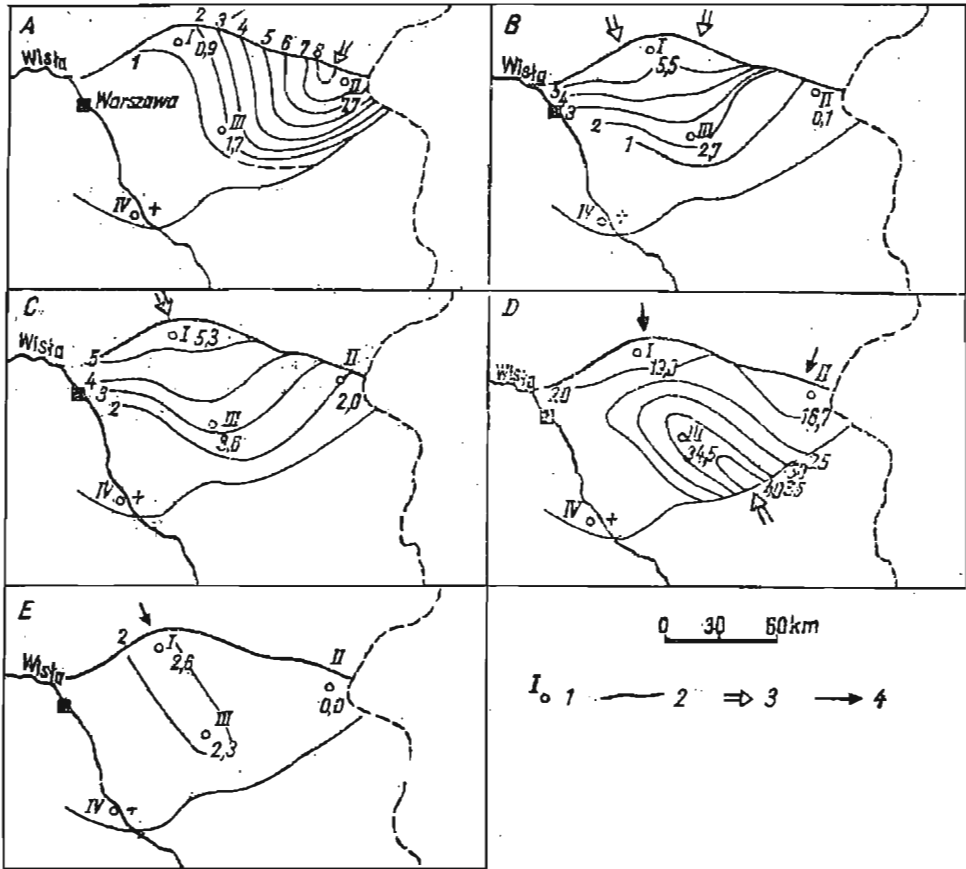


Fig. 8. Izarytmy zawartości minerałów ciężkich w czerwonym spągowcu, w procentach wagowych

Izarhythms of heavy mineral content in Rotliegendes, in weight percentage

A — epidot, dysten, staurolit; B — hipersten; C — cyrkon, turmalin, rutil i granaty bezbarwne; D — granaty różowawe i różowe; E — aparyt i tytanit

1 — otwory wiercnicze (I — Łochów IG-1, II — Mielnik IG-1, III — Żebrak IG-1, IV — Magnuszew IG-1); 2 — granica współczesnego zasięgu czerwonego spągowca; 3 — główne kierunki transportu; 4 — drugorzędne kierunki transportu

A — epidote, disthene and staurolite; B — hypersthene; C — zircon, tourmaline, rutile and colourless garnets; D — salmon-coloured and pink garnets; E — apatite and titanite

1 — bore holes (I — Łochów IG-1, II — Mielnik IG-1, III — Żebrak IG-1, IV — Magnuszew IG-1); 2 — boundary of the present-day extent of the Rotliegendes deposits; 3 — main directions of transportation; 4 — subordinate directions of transportation

Choć elewacja Kocka i jej przedłużenie w kierunku Izdebnia nie były dominującymi elementami morfologii, ich wpływ na rozwój sedymentacji jest bardzo duży. Jest to strefa niewielkich wyniesień o bardzo ograniczonej sedymentacji gruboklastycznej, która oddzielała i zamykała od południowego zachodu dolinę główną od depresji Magnuszewa. Jak wspomniano, strefa ta dostarczała również materiał okrucowy, głównie ze skał karbońskich.

Depresja Magnuszewa, odgraniczona od południowego zachodu wyniesieniem radomskim, otoczona była obszarami o słabo zróżnicowanej mor-

fologii, zbudowanymi ze skał osadowych (karbon, dewon). W czasie sedymentacji permu dolnego depresja ta miała połączenie z basenem kujawsko-pomorskim. Profil otworu Magnuszew IG-1 różni się od pozostałych nie tylko drobniejszą frakcją, lecz również składem mineralnym i zawartością minerałów ciężkich. W profilu tym występuje również wyraźne warstwowanie równoległe. Osady facji grubookruchowych, które najprawdopodobniej zajmowały południową część depresji, uległy zniszczeniu w czasie cechsztynu, triasu lub jury.

Opisane skały, ich cechy mineralogiczne i litologiczne skłaniają do wniosku, że powstały one w warunkach sedymentacji wodnej (J. Pokorski, 1968). Natomiast stan zachowania minerałów, duży udział wietrzenia mechanicznego wskazują na klimat ciepły i suchy, czyli zbliżony do pustynnego. Być może, zjawisko to jest spowodowane ubogą szatą roślinną, co wpływało na szybkie spływanie i intensywne parowanie wód. W ten sposób można wytłumaczyć zarówno brak szczątków roślinnych w znanych profilach (jedynie nieliczne opisuje K. Pawłowska z otworu Magnuszew IG-1), jak i zasadowy wskaźnik środowiska sedymentacji.

Mapa litofacjalna oraz analiza minerałów ciężkich posłużyły do zrekonstruowania warunków transportu. Transport, zapewne rzeczny, musiał być krótki. Wskazuje na to przede wszystkim niski stopień obtoczenia okruchów, zupełny brak przesortowania w niektórych skałach oraz świeży, ostrokrawędzisty mikroklin, a z minerałów ciężkich hipersten i dysten.

Wyraźna dominacja frakcji grubszej w północnej części obniżenia podlaskiego dowodzi, że głównym obszarem dostarczającym materiał okruchowy było wyniesienie mazursko-suwańskie. Z południa materiału okruchowego dostarczały: wyniesienie Sławatycz, elewacja Kocka i elewacja Radomia. Przedstawiona uprzednio rekonstrukcja kierunków transportu dokonana na podstawie minerałów ciężkich znalazła więc potwierdzenie w rozkładzie litofacji (fig. 4). Bardzo znamienne są wyniki analiz kierunków transportu materiału klastycznego w cechsztynie (E. Czajor, R. Wagner, praca w druku). Wynika z nich, że główne kierunki zarejestrowane w dolnym permie kontynuują się nie tylko w cyklotemie Werra, ale niektóre również w młodszych piętrach cechsztynu.

Procesy erozji i denudacji, jakie zachodziły głównie na północnym brzegu obniżenia podlaskiego, są wynikiem silniejszego niż w innych częściach zaangażowania tektonicznego tej strefy. Jak się wydaje, większość z przedstawionych dyslokacji i stref dyslokacyjnych (fig. 2) była aktywna w okresie poprzedzającym sedymentację permu i silnie wpłynęła na jej rozwój. Należy podkreślić, że powstanie jednostek tego typu co obniżenie nadbałtyckie i obniżenie podlaskie związane było z młodopaleozoiczną, permską przebudową planu strukturalnego pokrywy osadowej platformy prekambryjskiej. Oba obniżenia powstałe na skłonach wyniesienia mazursko-suwańskiego najdobitniej manifestują się właśnie w czerwonym spągowcu i cechsztynie, przy czym jedną z najbardziej charakterystycznych ich cech jest asymetryczna budowa. Zarówno obniżenie podlaskie, jak i obniżenie nadbałtyckie (M. Juskowiak, J. Pokorski, 1970) charakteryzują się stromym brzegiem, przylegającym do wyniesienia mazursko-suwańskiego. Z tej przyczyny wyniesienie mazursko-suwańskie w sposób zasad-

nicy wpłynęło na charakter osadów czerwonego spągowca w obu wymienionych jednostkach, będąc przez cały czas permu głównym obszarem do starczającym materiał klastyczny.

STRATYGRAFIA

Opisywane utwory klastyczne leżą w części północnej obniżenia podlaskiego na skałach zaliczanych do różnych okresów starszego paleozoiku na południu zaś na serii mułowcowo-piaszczystej karbonu górnego (fig 1, 2).

We wszystkich profilach można stwierdzić, że sedymentacja omawianych utworów poprzedzona była okresem erozji i denudacji. Długotrwała luka stratygraficzna, tym znaczniejsza im bardziej przesuwamy się w kierunku wyniesienia mazursko-suwańskiego, jest w pewnym stopniu wynikiem denudacji pokarbońskiej, lecz w głównej mierze dewońskiej i dolnokarbońskiej.

Pomimo że obecnie dysponujemy bogatszym materiałem faktycznym, zarówno rdzeniowym jak i poprawnymi, dobrze czytelnymi pomiarami geofizycznymi z otworów, nie zmieniła się w sposób zasadniczy metoda wydzielen stratygraficznych. Nadal perm dolny wyodrębnia się na podstawie analizy litologicznej, paleotektonicznej i paleogeograficznej. Negatywne rezultaty badań mikrosporowych i florystycznych wynikają z braku okazów lub niemożliwości ich oznaczenia. Jedynie z otworu Magnuszew IG-1 K. Pawłowska (1960, 1962) opisuje szczątki flory i na ich podstawie zalicza 4, 5-metrowy podcechsztyński kompleks piaszczysty do czerwonego spągowca.

Oznaczenia mikrosporowe przytacza P. Karnkowski (1965) w opracowaniu dotyczącym wyników otworu Kołbiel 1. Opisane formy są wieku perm — trias. Wskazuje to jednoznacznie na permski wiek skał klastycznych, ale nie wyklucza możliwości zaliczenia tych skał do cechsztynu.

Jak wspomniano, najmłodszymi skałami, na których leży seria arkozowa w obniżeniu podlaskim, są piaskowce i mułowce karbonu górnego, zaliczane w pracach A. M. Żelichowskiego w otworze Goździk 1 do westfalu C, zaś w otworze Magnuszew IG-1 do westfalu C — D. W otworze Żebrak seria ta leży na namurze.

Pierwotny zasięg namuru i westfalu był znacznie większy i na północy obejmował obszar całego Podlasia (A. M. Żelichowski, 1970; L. Miłaczewski, A. M. Żelichowski, 1970). Utwory karbonu górnego nie zachowały się w północnej części obniżenia podlaskiego. Niszczenie i denudowanie tych skał może więc przypadać na okres stefanu i permu dolnego. Erozja i denudacja zapoczątkowana w stefanie trwała nadal w czerwonym spągowcu, lecz wydaje się, że tylko w czerwonym spągowcu dolnym. W okresie tym dominował układ strukturalny i warunki geograficzne odziedziczone po karbonie górnym. Zmiana tego stanu przypada na przełom czerwonego spągowca dolnego i górnego i związana była z ruchami tektonicznymi fazy saalskiej. Przebudowa strukturalna, jaka nastąpiła w wyniku tych ruchów, doprowadziła do powstania rozległego obniżenia podlaskiego. Depresja ta miała jednak urozmaiconą morfologię (fig. 3), co wpłynęło w wyraźny sposób na zróżnicowanie sedymentacji.

W cechszynie panują warunki strukturalne podobne do stwierdzonych w górnym czerwonym spagowcu. Jednak zatoka obniżenia podlaskiego rozszerza się, jego morfologia nie jest tak zróżnicowana, a w morskiej sedymentacji zaczyna już dominującą rolę odgrywać subsydencja (E. Czajor, R. Wagner, praca w druku).

Sedymentacja cechsztyńska rozpoczyna się od poziomu łupku miedzionośnego. Spąg tego poziomu został też przyjęty za granicę pomiędzy permem dolnym i górnym.

Szare i białe utwory klastyczne z pogranicza cechsztynu i czerwonego spagowca zaliczone zostały do permu dolnego. Jako kryterium klasyfikacji przyjęto „przerobienie” osadu (J. Oberc, J. Tomaszewski, 1963; J. Pokorski, 1968). Ponieważ w żadnym z opracowywanych otworów nie można było określić czy część utworów szarych została przerobiona (resedymentowana), granicę stawiano konsekwentnie w spągu poziomu łupku miedzionośnego. Takie ujęcie dawało również gwarancję jednolitego wyznaczania granicy cechsztynu i czerwonego spagowca w tych otworach, z których dysponowaliśmy jedynie materiałami geofizycznymi.

Zakład Ziół Bopy i Gazu
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 18 lutego 1971 r.

PISMIENICTWO

- CZAJOR E., WAGNER R. (praca w druku) — Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*
- JUSKOWIAK M., POKORSKI J. (1970) — Osady permu dolnego w syneklizie perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 224, p. 377—409. Warszawa.
- KARŃKOWSKI P. (1965) — Geologiczny profil otworu Kołbiel 1. *Prz. geol.*, 13, p. 373—378, nr 8. Warszawa.
- MILEWICZ J., PAWŁOWSKA K. (1961) — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zeszyt 7 — Perm. Inst. Geol. Warszawa.
- MILACZEWSKI L., ZELICHOWSKI A. M. (1970) — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. *Przewodnik XLIII Zjazdu PTG*, p. 7—32. Wyd. Geol. Warszawa.
- OBERC J., TOMASZEWSKI J. (1963) — Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. *Prz. geol.*, 11, p. 505—508, nr 12. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K. (1960) — Perm w otworze Magnuszew IG-1. *Arch. Inst. Geol.* (maszynopis). Warszawa.
- PAWŁOWSKA K. (1962) — Perm w otworze Luków IG-1. *Arch. Inst. Geol.* (maszynopis). Warszawa.
- PAWŁOWSKA K., POBORSKI J. (1968) — Budowa geologiczna Polski. *Stratygrafia*, 1, cz. 1 — perm. Warszawa.
- POKORSKI J. (1968) — Permskie utwory klastyczne w obniżeniu podlaskim. *Kwart. geol.*, 12, p. 1053—1059, nr 4. Warszawa.

- RYKA W. (1961) — Skały metamorficzne podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce (Kruszynie, Krynki, Mielnik). *Kwart. geol.*, 5, p. 242—267 nr 2. Warszawa.
- RYKA W. (1964) — Krystalnik północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, 8, p. 42—50, nr 1. Warszawa.
- ZELICHOWSKI A. M. (1970) — Mapy litologiczno-paleogeograficzne karbonu — obszar lubelski, wykonane w ramach współpracy z krajami członkami RWPG. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- ДЯДЧЕНКО М. Т., ХАТУНЧЕВА А. Я. (1956) — Случаи образования глауконита в континентальных условиях. *Записки Всесоюз. Мин. Общ.*, II сер., 85, вып. 1, стр. 49—57. Москва — Ленинград.

Еджей ПОКОРСКИ

НИЖНЯЯ ПЕРМЬ ПОДЛЯССКОЙ ВПАДИНЫ

Резюме

В центральной части Подлясской впадины в подошве цехштейна залегает комплекс обломочных пород небольшой мощности (фиг. 1), отнесенный к красному ложу. Граница их современного эрозионного распространения весьма приближена к их первичному распространению (фиг. 2).

Отложения красного ложа представлены основными типами обломочных пород: конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Все эти породы, за исключением основных различий во фракциях, весьма аналогичны по минеральному составу и являются аркозами или имеют сходный с ними минеральный состав.

Конгломераты с разнозернистой структурой, плохой селекцией и отсортированностью имеют красную, розовую или пеструю окраску. Их главными составными частями являются обломки гранитоидных, кварцево-микроклиновых и кварцевых пород. Обломки осадочных пород по происхождению относятся к кембрию, ордовику и силуру.

Песчаники и конгломератовидные песчаники имеют псаммитовую структуру, дезориентированные или тонко параллельнослоистые текстуры. Цвета от серых до красных. Главными компонентами обломочных пород являются: гранитоидные кварцево-микроклиновые и кварцевые породы, а также обломки осадочных пород. Обломочным минеральным материалом является: кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит.

Алевролиты — алевролитовой структуры, с текстурой типа тонкой параллельной слоистости, часто подчеркиваемой направленной ориентировкой слоистых минералов.

Необычайно важным компонентом описанных пород являются тяжелые минералы (фиг. 5 и 6). К группе тяжелых минералов, происходящих из метаморфических пород, относятся эпидоты, гранаты (темно розовые и лососиновые), дистен, ставролит, гиперстен, роговая обманка, шпинели и андалузит. Гиперстен залегает в виде невыветренных, остроугольных зерен, ставролит и эпидот были перенесены несколько дальше, хотя несомненно находятся на месте первичного залегания. Залегаящий повсеместно циркон, светлорозовый гранат, турмалин и рутил в большинстве своем перетолжены из старших осадочных пород.

Седиментации описываемых отложений предшествовал период эрозии и денудации. Этот период, начавшийся в стефане, продолжался в нижнем красном ложе. Структурная

перестройка, происходившая на границе нижнего и верхнего красного лежня (движения саальской фазы) привела к образованию Подлясской впадины. Эта впадина, однако, имела разнообразную морфологию (фиг. 3). Отложения красного лежня образовались в пустынно-озерных условиях. Минералогические исследования указывают на теплый и сухой климат. Пустынные условия являлись причиной отсутствия растительного покрова. Седиментация происходила в водной среде — озерной или речной. Седиментационный бассейн Подлясской впадины в основном был изолирован от Куявско-Поморского бассейна. Только залив Магнушева мог быть соединен с ним. Литофациальный анализ (фиг. 4) и анализ тяжелых минералов (фиг. 6) показывают, что путь переноса был близким, и главной территорией аллювации являлась Мазурско-Сувальская впадина. Поэтому она имела основное влияние на характер отложений красного лежня, будучи все время главной территорией, поставляющей обломочный материал.

Jędrzej POKORSKI

LOWER PERMIAN IN THE PODLASIE DEPRESSION

Summary

A thin complex of clastic rocks, referred to the Rotliegendes, occurs at the bottom of the Zechstein formation within the central part of the Podlasie depression (Fig. 1). The boundary of their present erosional range resembles the original one (Fig. 2).

The Rotliegendes formations represent the main types of clastic deposits, i.e. conglomerates, sandstones, siltstones and claystones. Apart from the distinct difference in fraction, all these rocks reveal a considerable analogy in mineral composition, and are arkoses, or disclose mineral composition of these latter.

Conglomerates showing variously grained textures, bad selection and sorting degree are red, pink or spotty in colour. Fragments of granitoid rocks and quartz-microcline and quartz rocks are their main components. Fragments of sedimentary rocks are Cambrian, Ordovician and Silurian in age.

Sandstones and conglomeratic sandstones are characterized by psammitic texture, their structures being chaotic or parallel and finely laminated. Colours are from grey to red. The main clastic components are represented by quartz-microcline and quartz granitoid rocks, and by sedimentary rocks. Clastic mineral material consists of quartz, feldspars, biotite and muscovite.

Siltstones reveal aleurite texture, their structures being parallel and finely laminated, characterized by a directional orientation of lamellar minerals.

Heavy minerals are highly important components of the rocks here considered (Figs. 5 and 6). To the assemblage of heavy minerals that come from metamorphic rocks belong: epidote, garnets (dark pink and salmon-coloured), disthene, staurolite, hypersthene, hornblende, spinels and andalusite. Hypersthene occurs as unweathered, sharp-edged fine grains. Both staurolite and epidote were somewhat longer transported, but no doubt they are in situ. Abundant zircon, pale-pink garnet, tourmaline and rutile are for the most part redeposited from the older sedimentary rocks.

The sedimentation of the formations here considered was preceded by a period of erosion and denudation. This period, begun already at the Stephanian time, continued still in the Lower Rotliegendes. Structural reconstruction that took place at the boundary of the Lower and Upper Rotliegendes (Saal phase movements) led to the formation of the Podlasie depression characterized by a diversified morphology (Fig. 3). The formations of Rotliegendes age were laid down under large-lake and desert conditions. Mineralogical examinations point to a warm and dry climate. Desert conditions governed due to a lack of vegetation cover. Sedimentation took place in a water environment, in large lakes or in rivers. The sedimentary basin of the Podlasie depression was distinctly isolated from the Kujawy-Pomerania one. A connection was possible through the Magnuszew bay only. Lithofacial analysis (Fig. 4) and heavy mineral analysis (Fig. 5) demonstrate that transportation was short, and the main alimentation area was within the Mazury-Suwałki elevation. So, the Mazury-Suwałki elevation considerably affected the nature of the Rotliegendes deposits, being at that time the main area of clastic material supply.