

Borys AREŃ

Rozwój paleozoiku w obniżeniu podlaskim

WSTĘP

Wybitne zainteresowanie osadami paleozoiku obniżenia podlaskiego datuje się od momentu nawiercenia przez Instytut Geologiczny w 1958 r. osadów ordowiku i kambru w wierceniu Żebrak pod Siedlcami. W osadach tych wystąpiły ślady ropy naftowej i objawy gazu ziemnego, które ostatecznie umiejscawia się na pograniczu ordowiku i kambru w zwężonych piaskowcach kwarcytowych.

Następne i największe objawy bituminów stwierdzono w otworze Okuniew pod Warszawą również w kambryjskich piaskowcach kwarcowych. Fakty te utrwaliły przekonanie o ropo- i gazonośności podsylurskich osadów paleozoicznych w obniżeniu podlaskim, co pociągnęło za sobą zaangażowanie się przemysłu naftowego w sprawę penetracji obszaru obniżenia podlaskiego.

Wykorzystane materiały geologiczne z wierceń należą do Zakładu Geologii Struktur Wgłębnych Niżu IG, Zakładu Złóż Rud Żelaza IG oraz do Zjednoczenia Górnictwa Naftowego (PPN-Piła i PPN-Wołomin).

PODŁOŻE PALEOZOIKU I JEGO MORFOLOGIA

Podłoże paleozoiku osiągnięte wierceniami na obszarze obniżenia podlaskiego jest bardzo różnorodne i różnowiekowe. Jest ono reprezentowane przez skały krystaliczne archaiku i proterozoiku oraz przez skały wylewne i osadowe eokambru. Ponieważ ilość punktów reperowych (wierceń) na danym obszarze jest nieznaczna, analiza morfologii podłoża paleozoiku oparta jest więc przede wszystkim na materiałach geofizycznych — głównie na badaniach sejsmicznych metodą refrakcyjną. Autorem szeregu prac na temat morfologii podłoża paleozoiku wschodniej Polski jest J. Skorupa (1963a, b, 1968), który w swych opracowaniach wykazał możliwości stwierdzenia dość znacznych szczegółów w morfologii tego podłoża i nawet wykrywania w nim dyslokacji. Sledzonym horyzontem przewodnim dla obszaru Podlasia o prędkościach granicznych rzędu 6 km/sek jest strop podłoża krystalicznego lub skały wulkaniczne eokambryjskie dla ich horyzontów stropowych czy przystropowych. J. Skorupa zwraca szczególną uwagę na zgodność kierunków domniemanych dyslokacji, których jest

znaczna ilość i podkreśla, że jeśli nawet pewna część dyslokacji nie sprawdzi się w sensie geologicznym, to ich znaczenie teoretyczne nie ulega wątpliwości. Również amplitudy dyslokacji tenże autor uznaje za dyskusyjne, co też w sporządzaniu map geologicznych powinno być wzięte pod uwagę i w pracach geologicznych powinno być traktowane z dużą oględnością, a nawet z rezerwą. Innymi słowy „dyslokacje” sejsmiczne nie powinny być identyfikowane ze stwierdzonymi obiektami geologicznymi i tym bardziej ich amplitudy nie mogą być uznane za rzeczywiste, ściśle wymierne przesunięcia geologiczne (fig. 1, 2).

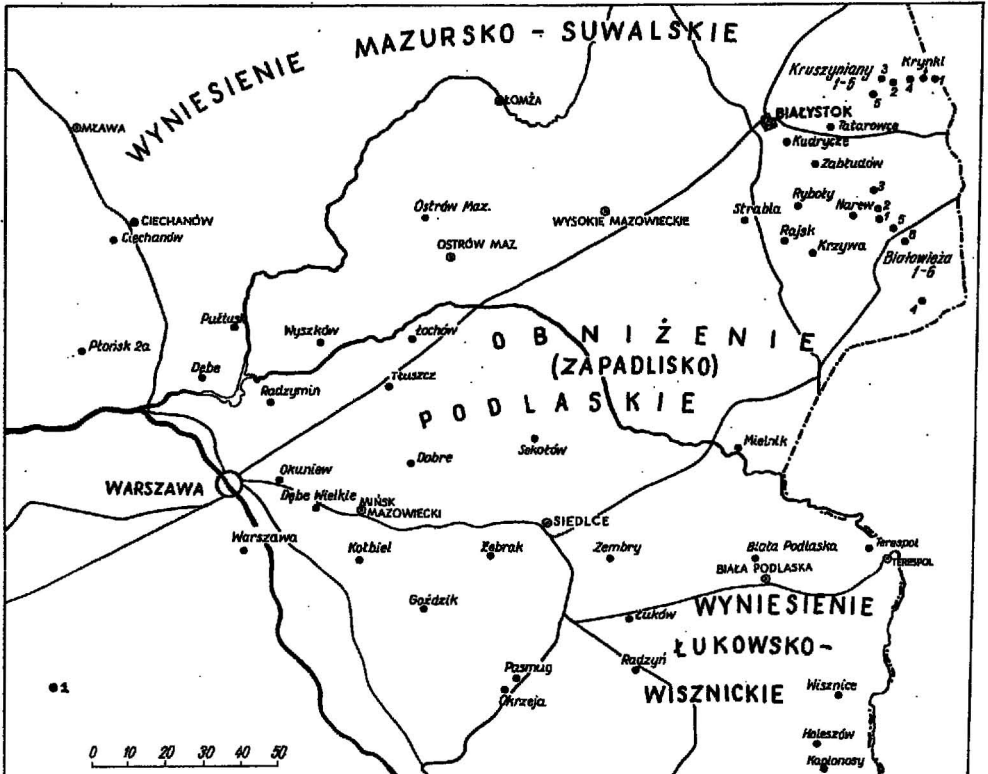


Fig. 1. Mapa rozmieszczenia otworów wiertniczych w obniżeniu podlaskim
Location map of bore holes in the Podlasie depression area

- 1 — otwory wiertnicze
- 1 — bore holes

Ukształtowanie podłoża prekambryjskiego w obniżeniu podlaskim jest niewątpliwie odzwierciedleniem skomplikowanych procesów geologicznych długiej historii tego fragmentu brzeżnego pasa platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie działalność tektoniczna, wulkaniczna i sedymentacyjna pozostawiła swoje ślady, niestety, często zatarte, a przede wszystkim niedostępne dla obserwacji z powodu zbyt małej ilości punktów wiertniczych, sięgających zaledwie 3000÷4000 m pod powierzchnię ziemi. Stąd też

obraz rzeźby podłoża kreślony dotychczas przez geofizyków czy geologów jest bardzo schematyczny. Powierzchnia podłoża wymodelowana jest w postaci rynny stopniowo rozszerzającej się i pogłębiającej ku zachodowi. Północne zbocze obniżenia (rynny) ma być bardziej łagodne od południowego, a osiowa część (dno obniżenia) ma być równomiernie spadziste, uchodzące do obniżenia brzeżnego (synklinorium brzeżnego) na głębokości bliżej nieokreślonej. O ile poprzednie prace miały większe podstawy do wyznaczenia zachodniej granicy obniżenia na podstawach teoretycznych, o tyle obecnie z braku konkretnych danych musi ona pozostać granicą wyłącznie umowną. Chodzi o to, że domniemane „skarpy”, tj. schodkowe obniżanie się czy „zapadanie” podłoża prekambryjskiego musi się „odsuwać” coraz bardziej ku zachodowi, gdyż badania geofizyczne oraz wiercenia sięgają coraz głębiej i nie znajdują potwierdzenia występowania „skarp” w dotychczasowej lokalizacji.

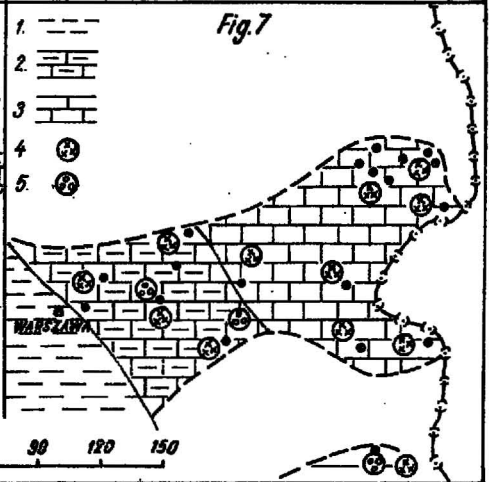
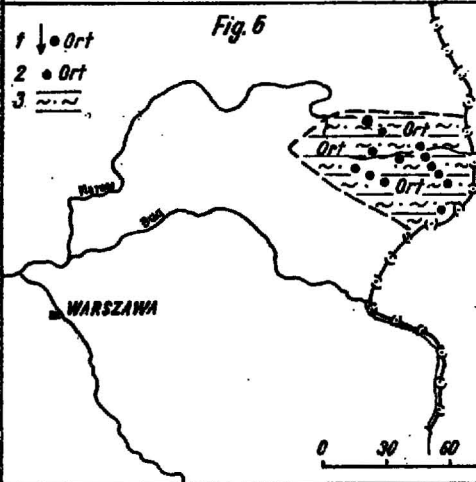
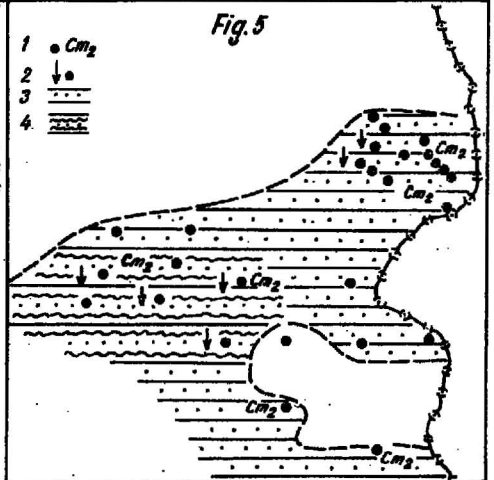
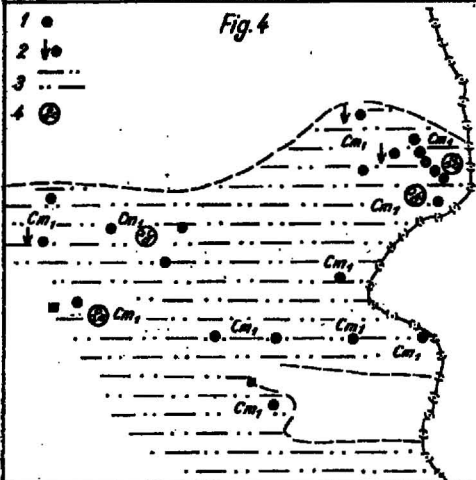
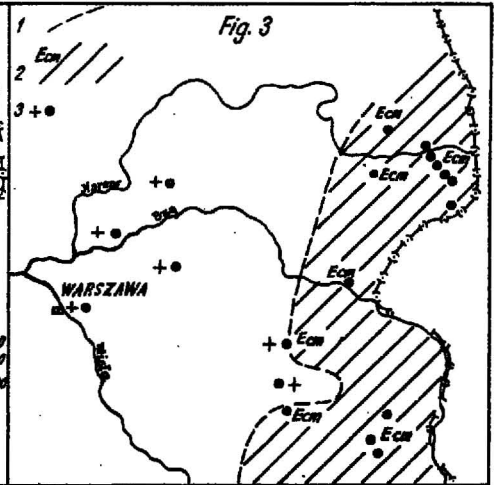
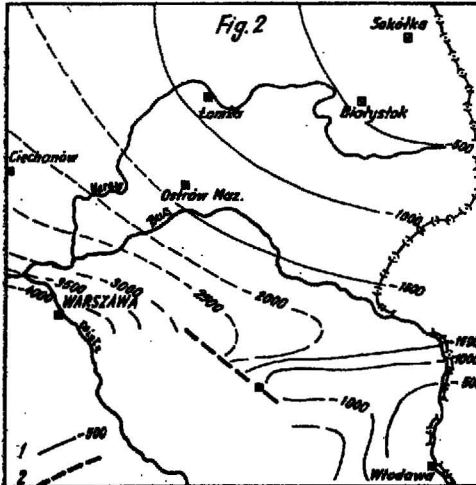
O ile chodzi o szczegóły rzeźby podłoża na skłonach obniżenia podlaskiego (tj. na skłonach okalających wyniesień), to sejsmicy zaczynają obecnie dopatrywać się schodkowych nierówności skłonów, lecz geolodzy z braku gęstej siatki wierceń nie są w stanie tego na razie potwierdzić.

Podłoże prekambryjskie, złożone ze skał krystalicznych przeważnie górnego proterozoiku, obejmuje na omawianym obszarze (fig. 3) również skały osadowe i wylewne eokambru, występujące wąskim pasem tylko we wschodniej części obniżenia podlaskiego. O ile kontrast litologiczny i niezgodność pomiędzy podłożem krystalicznym i kambrem jest poza dyskusją, to w przypadku występowania osadowych skał eokambru pod kambrem dolnym różnica w ich wykształceniu nie zawsze jest tak jaskrawa, aby granica pomiędzy tymi utworami mogła być bezbłędnie wyznaczona. Tu należy podkreślić fakt braku należytych kryteriów określających ściśle dolną granicę kambru dolnego w Polsce. Dyskusja na temat tej granicy toczy się obecnie na całym świecie, a objętość kambru subholmiowego rozbudowuje się w miarę poznawania starszych zasięgów niektórych przedstawicieli fauny ściśle związanych z kambrem najniższym. Przyjęto jednak w tej chwili uważać za eokambryjskie utwory osadowe serii laminarytowej i gdowskiej i utwory efuzywne serii wołyńskiej. Mamy więc w podłożu paleozoiku obniżenia podlaskiego iłowce i piaskowce, arkozy i skały wylewne (bazalty, tufy i tufity). Według dotychczasowych opracowań (J. Znosko, 1965 a, b; K. Sieciarz, praca w druku) w serii efuzywnej występują również aglomeraty tufowo-lawowe i nawet tility (B. Areń, 1968).

Podłoże krystaliczne proterozoiku zawiera przede wszystkim granitoidy, migmatyty, gnejsy i skały pokrewne.

KAMBR

Utwory kambryjskie na obszarze obniżenia podlaskiego tworzą dość równomierną pokrywę skalną, ściętą erozyjnie na wyniesionych peryferiach obniżenia od północy i od południa. Osady te są bardzo monotonne, przeważnie piaszczyste, miejscami przewarstwione mułowcami lub iłowcami. Materiały litologiczno-stratygraficzne dotyczące kambru obniżenia nie pozwalają w tej chwili na skorelowanie drobniejszych wydziałów na całym obszarze niż kambr dolny i środkowy. Bardziej szczegółowy podział byłby uzasadniony ze względu na występowanie różnych osadów w mija-



jących się soczewkach. Dają się one porównywać tylko na podstawie karotażu, co przy znacznych odległościach między poszczególnymi wierczeniami prowadzi do wyników błędnych, gdyż różne poziomy stratygraficzne mają identyczną litologię, a fauna w kambrze Podlasia należy raczej do rzadkości.

Rozwój sedymentacji kambryjskiej na brzegu platformy prekambryjskiej (Podlasie) przebiegał w warunkach spokojnych w strefie nerytycznej, nieznacznie tylko narażonej na ruchy epejrogeniczne i stopniowe obniżanie się dna morskiego (podłoża) z nasileniem zapadania się w kierunku

←
Fig. 2. Fragment mapy morfologii horyzontu refrakcyjnego o Vgr rzędu 6 km/sec przypisywanego skałom krystalicznym prekambriu oraz wulkanitom eokambriu (wg J. Skorupy)

A fragment of map of morphology of refraction horizon with Vgr equal to 6 km/sec, referred to crystalline rocks of pre-Cambrian age and to volcanites of Eocambrian age (according to J. Skorupa)

1 — izohipsy horyzontu refrakcyjnego; 2 — domniemane dyslokacje
 1 — contour lines of refraction horizon; 2 — supposed dislocations

Fig. 3. Mapa zasięgu utworów eokambryjskich

Map of extent of the Eocambrian formations

1 — przypuszczalna zachodnia granica eokambriu; 2 — skały wylewne i osadowe eokambriu; 3 — skały krystaliczne podłoża bez kambryjskiego przykrycia

1 — supposed western boundary of the Eocambrian formations; 2 — effusive and sedimentary rocks of Eocambrian age; 3 — rocks of crystalline basement without Cambrian cover

Fig. 4. Mapa występowania kambru dolnego (kambr poziomu holmińskiego wraz z poziomem subholmińskim łącznie)

Occurrence map of the Lower Cambrian (Cambrian of the Holmia horizon along with the Sub-Holmia horizon)

1 — osady kambru dolnego przewiercone; 2 — osady kambru dolnego nie przewiercone; 3 — piaskowce drobnziarniste z przewarstwieniami mułowców i ilowców; 4 — piaskowce różnziarniste, zlepieńcowate ze skaleniami kanciastymi (w spągu kambru dolnego)

1 — pierced Lower Cambrian deposits; 2 — non-pierced Lower Cambrian deposits; 3 — fine-grained sandstones with siltstone and claystone interbeddings; 4 — variously grained sandstones, conglomeratic, with sharp-edged feldspars (at the bottom of the Lower Cambrian)

Fig. 5. Mapa występowania kambru środkowego

Occurrence map of the Middle Cambrian deposits

1 — kambr środkowy przewiercony; 2 — kambr środkowy nie przewiercony; 3 — piaskowce drobnziarniste, miejscami z przewarstwieniami ilastymi; 4 — piaskowce drobnziarniste, kwarcytowe

1 — pierced Middle Cambrian deposits; 2 — non-pierced Middle Cambrian deposits; 3 — fine-grained sandstones, locally with clay intercalations; 4 — quartzitic fine-grained sandstones

Fig. 6. Mapa występowania osadów tremadoku

Occurrence map of the Tremadocian deposits

1 — ordowik-tremadok; 2 — piaskowce obolusowe; 3 — łupki z *Dictyonema* oraz inne piaskowce nie udokumentowane

1 — Ordovician — Tremadocian; 2 — Obolus sandstones; 3 — *Dictyonema* schists and other not documented sandstones

Fig. 7. Mapa występowania ordowiku (bez tremadoku)

Occurrence map of the Ordovician deposits (without Tremadocian)

1 — ilowce; 2 — wapień z wkładkami ilowców; 3 — wapień; 4 — glaukonityt; 5 — zlepienie

1 — claystones; 2 — limestones with clay intercalations; 3 — limestones; 4 — glauconite; 5 — conglomerates

południowo-zachodnim; stąd nieznaczny wzrost miąższości osadów kambryjskich w tym kierunku.

Z dotychczasowego doświadczenia wynika (B. Areń, 1964, 1967), że utwory kambryjskie obniżenia podlaskiego mają doskonale warunki odpowiadające skałom zbiornikowym, co zostało potwierdzone przez występowanie w nich objawów ropy naftowej i gazu ziemnego.

KAMBR DOLNY

Kambr dolny podzielony stratygraficznie na poziomy: subholmiowy, holmiowy i protolenusowy na podstawie fauny ma tak dalece zbliżone wykształcenie litologiczne, że bez dokumentacji faunistycznej w rdzeniach wiertniczych nie daje się (przynajmniej na razie) ściśle podzielić na trzy odrębne zespoły litologiczno-facjalne. Tak więc osady kambru dolnego stanowią kompleks piaskowców, mułowców i iłowców. Znane skądinąd (K. Lendzion, 1962; J. Znosko, 1961 i in.) podziały na serie i warstwy jako niedoskonałe mogłyby w ujęciu mapowym, bez gruntownych uzasadnień doprowadzić do fałszywych wniosków poszukiwawczych przez wyobrażenie domniemanych struktur naftowych czy gazowych. W sumarycznym ujęciu zaś dają rzeczywisty obraz wycinka monotonnej, rozległej strefy sedymentacyjnej, należącej do jednej facji.

O ile skały poziomu holmiowego i protolenusowego jednoznacznie obejmują wszelkie osady zawierające faunę trylobitową, to poziom subholmiowy ma dolną granicę niezbyt dokładnie sprecyzowaną. Na obszarze obniżenia podlaskiego sprawa ta jest wybitnie ułatwiona, gdyż tylko nieznaczna część obszaru zajęta jest przez podścielające kambr osady eokambru osadowego, resztę zaś podłoża kambru stanowią skały krystaliczne. A więc wszelkie osady kambryjskie pomiędzy podłożem krystalicznym i poziomem holmiowym należą do poziomu subholmiowego. Dyskusyjny jest wiek niektórych osadów prekambryjskich o wykształceniu ilasto-mułowcowym lub piaszczystym. Fauna określająca poziom subholmiowy jest nader rzadka i źle zachowana w osadach obniżenia. Stanowią ją liczne *Coniconchia*, poprzedzające trylobity i należące do fauny wytwarzającej skorupki. Ponieważ tylko nieliczne otwory wiertnicze w obniżeniu podlaskim przebijają kambr dolny aż do podłoża, to i osady poziomu subholmiowego na tym obszarze są poznane tylko fragmentarycznie. Znane są dotychczas osady kambru dolnego leżące na łupkach metamorficznych proterozoiku w wierceniu Tłuszcz i podobne utwory kambryjskie tylko o większej miąższości w Okuniewie. Na sąsiednim obszarze (już poza obniżeniem podlaskim), w Radzynie i Kapłonosach, również występują podobne osady z fauną poziomu subholmiowego. Dolna ich granica (np. w Radzynie) też nie jest pewna i przesunięcie jej w dół zależy od ewentualnego znalezienia fauny w górnych warstwach obecnego eokambru — seria laminarytowa (fig. 4).

Do poziomu holmiowego zaliczono osady zawierające na Podlasiu faunę przewodnią, jak *Holmia grandis* i *Strenueva primaeva* znalezioną w rdzeniach w Tłuszczu i Łochowie.

W dolnych partiach osadów kambru dolnego oprócz wymienionych osadów piaskowców drobnoziarnistych z przewarstwieniami mułowców i iłowców występują wkładki różnoziarnistych piaskowców, a nawet piaskowców zlepieńcowatych, których główny składnik stanowią słabo obto-

czone skalenie i inne minerały podłoża. Zjawisko to wydaje się dość powszechne i, być może, spowodowane zostało rozmyciem dźwigniętych skał podłoża krystalicznego w czasie krótkotrwałej wzmożonej ruchliwości dna, związanej z transgresją dolnokambryjską. Zastanawiające jest występowanie w niektórych przypadkach łożysk łupkowych bezpośrednio na podłożu krystalicznym, leżących absolutnie poziomo i bez najmniejszych zaburzeń. O ile miąższości kambru dolnego są w różnych otworach różne (w granicach kilkuset metrów), to charakter osadów nie sugeruje strefy przybrzeżnej w żadnym otworze, tj. nigdzie nie daje się zaobserwować naturalnej linii zasięgu zbiornika. Jednostajny osad wskazuje na to, że współczesna granica osadów kambru dolnego jest granicą erozyjną. Przejście do kambru środkowego jest niekiedy ciągle i nie zawsze odznacza się zdecydowaną zmianą sedymentu.

KAMBR ŚRODKOWY

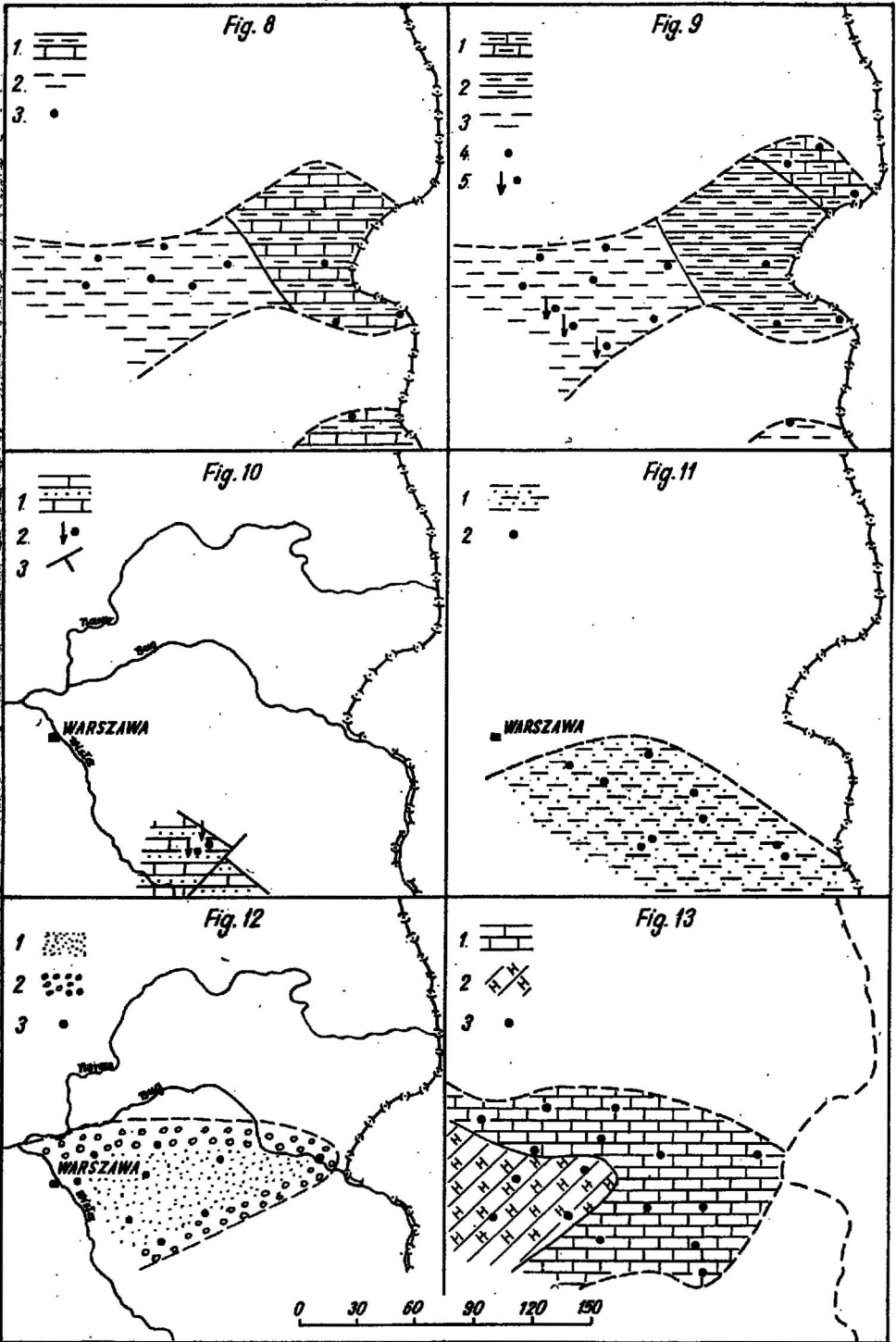
Osady kambru środkowego składają się w przeważającej masie z piaskowców drobnoziarnistych, dobrze wysegregowanych, prawie wyłącznie kwarcowych. Osad ten tworzył się w warunkach stopniowo spływającego się morza. Spływanie następowało wskutek dźwigniania się brzegu platformy na obszarze wschodniej Polski oraz wzmożonego dopływu materiału terygenicznego z obszarów dźwigniętych na północy i północnym wschodzie. Zасыpywanie litoralnej strefy piaskiem kwarcowym wznagało się równoległe z podnoszeniem się podłoża aż do całkowitej regresji morza środkowokambryjskiego w obniżeniu podlaskim. W górnych partiach piaskowca zanotowano skupienia kaolinitu, co niewątpliwie świadczy o skutkach wietrzenia w warunkach przerwy sedymentacyjnej na tym obszarze w okresie późniejszym. Okres ten przypada na górny kambr i osadów tego wieku nie stwierdzono w obniżeniu podlaskim (fig. 5).

Pozycja stratygraficzna piaskowców środkowego kambru ustalona została na podstawie obecności przewodniego gatunku trylobita *Elipsocephalus polytomus* znalezionej w otworze wiertniczym Tłuszcz.

Charakterystyczną cechą osadów środkowego kambru Podlasia i Mazowsza jest obecność — głównie w górnej części — piaskowców kwarcowych, które wkładkami niejednakowej miąższości wypełniają centralny obszar obniżenia. Z powodu ich znacznej twardości (stąd częste przypisywanie im własności kwarcytów) wstrzymano przed osiągnięciem kambru dolnego następujące wiercenia: Żebrak, Dębe, Dobre, Sokołów. Na obrzeżeniu obniżenia piaskowce (prawdopodobnie) o analogicznej pozycji stratygraficznej cechuje inna twardość i są przebite kilkoma wierceniami. Twarde piaskowce kwarcowe są silnie spękane, a szczeliny, nawet najdrobniejsze, często są wypełnione ropą.

Na uwagę zasługuje fakt, że przejście poziome od piaskowców twardej, zlewnych do luźnych i kruchych nie jest zaznaczone zmianą sedymentu, co skłania do przypuszczenia, że „skwarcytyzowanie” piaskowców jest zjawiskiem wtórnym, zachodzącym w trakcie późniejszej diagenety.

Jeśli chodzi o zaliczenie pewnej części piaskowców kambru środkowego okolic Białowieży do kambru górnego wraz z przejściem do piaskowców obolusowych tremadoku (J. Znosko, 1964), to można byłoby przyjąć twierdzenie, że w okolicy Białowieży sytuacja w profilu geologicznym sugeruje takie rozwiązanie, z zastrzeżeniem umowności i tymczasowości.



Natomiast przyjęcie twierdzenia, że w północno-wschodniej Polsce na kambrze dolnym leżą tylko warstwy skupowskie kambru górnego pozbawione wszelkiej fauny (J. Znosko, B. Szymański, 1968), jest niezgodne z prawdą, gdyż w analogicznych piaskowcach we wschodniej Polsce stwierdzono obecność *Elipsocephalus polytomus*, określającego środkowo-kambryjski wiek piaskowców. Twierdzenie więc *a priori*, że na platformie prekambryjskiej w Polsce brak osadów kambru środkowego, jest obecnie nie do przyjęcia. Jeżeli zaś do tych wywodów dodać, że J. Znosko (1964) na podstawie literatury radzieckiej stara się udowodnić, że piaskowce iżorskie (*Tiskrisk*) nie mają zbyt pewnej pozycji stratygraficznej i są identyczne z osadami „warstw skupowskich” kambru górnego Polski, to wyścierzy przypominieć, że w „Stratygrafii serii tiskriskiej w Estonii” (K. Müürisepp, 1962) można znaleźć dowody na ich przynależność do kambru środkowego dzięki danym paleontologicznym. Trudności autorów estońskich polegają na dalszym szczegółowym podziale piaskowców tiskriskich.

Fig. 8. Mapa występowania syluru dolnego (landower, wenlok)

Occurrence map of the Lower Silurian deposits (Llandovery, Venlockian)

1 — łowce wapińskie wenloku z soczewkami wapieni; 2 — łowce (landower, wenlok); 3 — otwory wiertnicze przebijające sylur

1 — calcareous claystones of Venlockian age with limestone lenses; 2 — claystones (Llandovery, Venlockian); 3 — bore holes piercing Silurian deposits

Fig. 9. Mapa występowania syluru górnego (ludlow i piętro podlaskie)

Occurrence map of the Upper Silurian deposits (Ludlovian and the Podlasie stage)

1 — wapień marglisty; 2 — margle z przewarstwieniami łowców; 3 — łowce; 4 — sylur przewiercony; 5 — sylur nie przewiercony

1 — marly limestones; 2 — marls with claystone interbeddings; 3 — claystones; 4 — pierced Silurian deposits, 5 — not pierced Silurian deposits

Fig. 10. Mapa występowania osadów dewonu górnego: warstwy hulczańskie, wapień gruzłowe i fran (ogólnie)

Occurrence map of the Upper Devonian deposits: Hulcza Beds, nodular limestones and Frasnian (generally)

1 — utwory wapienno-piaszczyste; 2 — otwory wiertnicze, w których nawiercono dewon, ale nie przebito; 3 — dyslokacje prawdopodobne

1 — calcareous-arenaceous formations; 2 — bore holes where Devonian deposits have been found but not pierced through; 3 — probable dislocations

Fig. 11. Mapa zasięgu osadów karbonu lądowego i morskiego łącznie (namur i wizen)

Map of extent of the continental and marine Carboniferous together (Namurian and Visean)

1 — osady namuru i wizenu; 2 — otwory wiertnicze przebijające karbon

1 — Namurian and Visean deposits; 2 — bore holes that pierce Carboniferous deposits

Fig. 12. Mapa występowania czerwonego spągowca

Occurrence map of the Rotliegendes deposits

1 — osady piaszczyste; 2 — osady zlepieńcowate; 3 — otwory wiertnicze przebijające perm dolny

1 — arenaceous deposits; 2 — conglomerate-like deposits; 3 — bore holes that pierce Lower Permian deposits

Fig. 13. Mapa występowania cechsztynu

Occurrence map of the Zechstein deposits

1 — anhydryty, dolomity i wapień oraz łowce i piaskowce; 2 — sól kamienna i anhydryty z wkładkami dolomitów, wapieni i łowców; 3 — otwory wiertnicze nawiercające cechsztyń

1 — anhydrites, dolomites, limestones, claystones and sandstones; 2 — rock salt and anhydrites with dolomite, limestone and claystone intercalations; 3 — bore holes that pierce Zechstein deposits

ORDOWIK

TREMADOK

Jak wynika z poprzedniego opisu występowanie osadów kambru górnego w obniżeniu podlaskim jest wątpliwe i należy przyjąć pogląd, że wraz z regresją morza środkowokambryjskiego sedimentacja kambryjska na tym terenie została przerwana. Jednak różnica pomiędzy wyżej leżącymi osadami ordowiku w okolicach Białowieży (tremadok) a osadami pozostałego terenu obniżenia (arenig) wymaga odrębnego potraktowania tych dwu obszarów.

Występowanie tremadoku na obszarze Białowieży zostało stwierdzone i udowodnione (J. Znosko, 1964; G. Biernat, 1964; W. Bednarczyk, 1966; B. Szymański, 1966; J. Znosko, B. Szymański, 1968), natomiast na pozostałym obszarze obniżenia podlaskiego osadów tych nie znaleziono. Widocznie rozwój tremadoku nastąpił na północno-wschodniej peryferii obniżenia w innej sytuacji geologicznej. Musiał tam istnieć basen związany ze wschodem lub północnym wschodem (być może, była to tylko odnoga sięgająca tu od północy), lecz nie był to zalew obejmujący obniżenie podlaskie od zachodu. Z tymże problemem można wiązać ewentualne występowanie piaskowców podścielających tremadok (fig. 6).

Na pozostałym obszarze obniżenia panował w tym czasie ląd, a transgresja ordowiku rozpoczyna się wkroczeniem morza arenigu, obejmując już teraz oba obszary obniżenia podlaskiego łącznie.

ARENIG — ASZGIL

W dolnym arenigu następuje całkowita zmiana sytuacji geologicznej na Podlasiu, wyrażona nową transgresją idącą od zachodu. Zalew dolnego arenigu wkroczył na nierówne podłoże, złożone przeważnie ze zwietrzałych skał kambryjskich na zachodzie i w centrum Podlasia, a na północnym wschodzie — z osadów piaszczystych i łupkowych tremadoku. U podstawy arenigu osadziły się zlepieńce powstałe prawdopodobnie lokalnie (Żebrak, Dobre, Kaplonosy) ze zniszczenia drobnych wyniesień podłoża. Miąższość tych zlepieńców wynosi 5 do 20 cm. Powszechnym sedimentem spągu dolnego arenigu jest piaskowiec glaukonitowy — glaukonityt. Na podstawie nielicznych wierceń w obniżeniu można odtworzyć pewien obraz paleogeograficzny (Z. Modliński, 1968), z którego wynika, że batymetryczne strefy morza rozwijały się od głębszych z zachodu (czy też z południowego zachodu) do płytszych ku wschodowi. Jednocześnie ruchy epejrogeniczne powodowały wznoszenie się i opadanie podłoża, co wywoływało kilkakrotne spłycenia, lokalne przerwy sedimentacyjne i ponowe zalewy (fig. 7).

W utworach ordowiku obniżenia podlaskiego można wyróżnić trzy strefy litologiczno-facjalne:

— iłowce z przewarstwieniami skał węglanowych (wiercenie Płońsk 2a);

— wapienie organodetrytyczne z przewarstwieniami iłowców i wapieni marglistych (wiercenia Radzymin, Okuniew, Łochów, Tłuszcz, Dobre i Żebrak);

— wapienie organodetrytyczne, miejscami margliste (marglistość zmniejsza się ku wschodowi); miąższość osadów również zmniejsza się ku wschodowi we wszystkich trzech strefach — od około 70 m w Okuniewie do około 30 m w rejonie Białowieży.

SYLUR

Na obszarze obniżenia podlaskiego sylur występuje głównie w postaci łupków graptolitowych z bogatą fauną, na podstawie której został on szczegółowo rozpoziomowany (H. Tomczyk, 1964, 1968). Warstwy podlaskie stwierdzono również w obniżeniu podlaskim w wierceniach Żebrak. Osady sylurskie leżą na ogół poziomo, ale często występują ślizgi i zlustrowania, a nawet lokalne zaburzenia ze znacznymi upadami (Koźbiel — upad do 35°; P. Karnkowski, 1965). Miąższość osadów sylurskich wzrasta ku zachodowi i w Okuniewie osiąga 1289 m, co stanowi masę wystarczającą grubą, aby można w niej poczynić obserwacje nad zmiennością upadów i stwierdzić, że zaburzenia podkreślone znacznymi upadami są tylko lokalne i występują na dość krótkich odcinkach (w pionie rdzenia), co nie upoważnia do wysnuwania wniosków w chwili obecnej o możliwościach wyznaczenia obszarów fałdowych. Nie jest natomiast wykluczone, że zaburzenia te tworzą pewne strefy związane z uskokami tektoniki waryscyjskiej (fig. 8, 9).

Istotną rzeczą w rozwoju sedymentacji syluru jest pewna prawidłowość w rozkładzie facji, co zostało stwierdzone na obszarze syneklizy perybaltyckiej, w obniżeniu podlaskim i na innych obszarach syluru platformowego. Wydzielono tutaj cztery podstawowe facje osadów syluru: najpłytszą — węglanową, dalej mułowcowo-wapienną, podrzędnie ilastą, charakteryzującą jeszcze strefę nerytyczną, następnie ilasto-wapienną w postaci podrzędnych wkładek i kongrecji wapiennych oraz najgłębszą — fację ilastą — z wtrąceniami mułowców (H. Tomczyk, 1968). Wydzielenie facji, być może tylko w bardziej ogólnej formie, faktycznie daje się tu stwierdzić na podstawie zmienności litologicznej zaobserwowanej w dość licznych wierceniach, natomiast zasięg tych facji nie jest ściśle określony.

Bardzo ciekawym zjawiskiem jest występowanie w Krzyżach (rejon Białowieży) wapieni marglistych bez graptolitów. Są to osady ludlowu dolnego, które na zachodzie obniżenia wykształcone są w postaci łupków graptolitowych. Tak więc i tu mamy zmienność litologiczną osadów w kierunku wschód — zachód — od utworów płytszych do głębszych. Ważnym faktem do odnotowania jest również zasięg w kierunku wschodnim (ściśle północno-wschodnim) syluru dolnego (landower, wenlok), który nie dochodzi do rejonu Białowieży (Krzyże) wskazując na to, że obszar Białowieży w tym okresie mógł być terenem wyniesionym, w przeciwieństwie do zachodniej połaci obniżenia podlaskiego i wyniesienia mazurskiego. Sylur dolny został tam, być może, później zdarty.

DEWON

Dewon w obniżeniu podlaskim praktycznie nie występuje, ale najnowsze dane z wierceń w najbliższym sąsiedztwie z wyniesieniem Łukowa — na pograniczu z Podlasiami — wskazują na możliwość sedymentacji.

tacji osadów dewonu również na terenie obniżenia podlaskiego. Uzyskane dane są cenne również dlatego, że pozwolą na wyjaśnienie paleogeografii dewonu we wschodniej Polsce.

Dewon został nawiercony w miejscowościach Pasmug i Okrzeja położonych w odległości około 25 km na południowy zachód od Łukowa. (fig. 10). Wstępne profile stratygraficzne tych wierceń wg L. Miłaczewskiego są następujące:

| Głębokość w m | Stratygrafia |
|----------------------|---|
| P a s m u g | |
| 0,0 ÷ 36,0 | czwartorzęd |
| 36,0 ÷ 117,0 | trzeciorzęd — miocen |
| 117,0 ÷ 665,0 | kreda górna |
| 665,0 ÷ 678,0 | kreda dolna — alb |
| 678,0 ÷ 725,0 | jura górna — kimeryd |
| 725,0 ÷ 948,0 | jura górna — oksford |
| 948,0 ÷ 1029,0 | jura środkowa (996 ÷ 1029 m retyk ?) |
| 1029,0 ÷ 1520,0 | karbon górny — namur |
| 1520,0 ÷ 1557,0 | karbon dolny — wizen |
| 1557,0 ÷ 1900,0 | dewon górny — famen górny (warstwy hulczańskie) |
| 1900,0 ÷ 2445,0 | dewon górny — famen dolny (wapienie gruzłowe) |
| 2445,0 ÷ 2944,4 | dewon górny — fran (nie przebity) |
| O k r z e j a | |
| 0,0 ÷ 41,0 | czwartorzęd |
| 41,0 ÷ 68,0 | trzeciorzęd — miocen |
| 68,0 ÷ 115,0 | trzeciorzęd — oligocen |
| 115,0 ÷ 154,0 | trzeciorzęd — paleocen |
| 154,0 ÷ 157,0 | trzeciorzęd? — dan? |
| 157,0 ÷ 720,0 | kreda górna |
| 720,0 ÷ 737,0 | kreda dolna — alb |
| 737,0 ÷ 783,0 | jura górna — kimeryd |
| 783,0 ÷ 1017,0 | jura górna — oksford |
| 1017,0 ÷ 1097,0 | jura środkowa (1057 ÷ 1097 m retyk?) |
| 1097,0 ÷ 1704,0 | karbon górny — namur |
| 1704,0 ÷ 1758,0 | karbon dolny — wizen |
| 1758,0 ÷ 2057,0 | dewon górny — famen górny (warstwy hulczańskie) |
| 2057,0 ÷ 2200,5 | dewon górny — famen dolny (wapienie gruzłowe nie przebite). |

Na podstawie interpretacji profilów sejsmicznych tego rejonu oraz z uwagi na ukształtowanie wyniesienia Łukowa należy przypuszczać, że osady dewonu w kierunku północnym (północno-wschodnim) zostały obcięte uskokiem i przypuszczalnie za ten uskok już nie sięgają.

Ze względu na charakter osadów najwyższego dewonu trudno wnioskować o odległości ówczesnego brzegu w kierunku północnym i wschodnim od punktów jego obecnego występowania, można jednak przypuszczać, że zasięg dewonu górnego mógł docierać aż do wyniesienia mazurskiego, o ile oczywiście to wyniesienie wówczas już istniało.

Ważnym problemem wynikającym z nawiercenia dewonu w Pasmugu i Okrzei jest występowanie dewonu na wschód od generalnej linii domnie-

manego głębokiego rozłamu czy „skarpy”, wyznaczających gwałtowne zwiększanie się miąższości osadów i poza którą ku północnemu wschodowi zasięg dewonu nie miał przekraczać.

W nawiązaniu do profilu dewonu w sąsiedztwie obniżenia podlaskiego można wnioskować, że na Podlasiu osady paleozoiku aż po dewon gromadziły się w basenach rozwiniętych na platformie, a zatem w środowisku stosunkowo spokojnym i nie podlegały intensywnym ruchom fałdowym.

TEKTONIKA I WULKANIZM

Poziomy układ warstw, spokojna sedymentacja utworów paleozoicznych (kambr — dewon) na Podlasiu oraz charakter platformowy osadów tych okresów dowodzą braku na tym terenie tektoniki fałdowej, a zaobserwowane upady warstw i zlustrowania, zwłaszcza wśród skał ilowcowych, należy przypisywać działalności tektonicznej związanej z przesunięciami pionowymi, wywołanymi ruchami epejrogenicznymi strefy brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej. Dowodem tego mogą być krótkie odcinki zaburzonych profili w rdzeniach (ludlow) bez zakłóceń stratygraficznych.

Rozkład miąższości osadów i zmiany facjalne wskazują na oddalanie się od wyniesienia (lądu) głębszego morza w kierunku południowo-zachodnim, gdzie znajduje się prawdopodobnie peryferyczna strefa brzegu platformy.

Brak zaobserwowanych zmian facjalnych czy nawet tylko zmian sedymentacji na przekrojach północ — południe, tj. poprzecznych w stosunku do osi obniżenia podlaskiego, sugeruje, że osady paleozoiczne przedkarbońskie osadzały się w szerokiej strefie przybrzeżnej morza zalewającego zachodnią część wyniesienia mazurskiego, obniżenie podlaskie (wówczas nie istniejące) i wyniesienie łukowsko-wisznickie. Nic nie wskazuje na to, że obniżenie podlaskie tworzyć miało zatokę, a sąsiadujące wyniesienia — cyple głęboko wysunięte w otwarte morze. Zmiany facjalne oraz przerwy w sedymentacji i roznycia spowodowane są oscylacją szerokiej strefy brzegowej, wyciągniętej jednym pasem w kierunku NW — SE i utrzymującej swój kierunek aż do okresu karbońskiego. Wskutek dźwignania się i zapadania brzegu platformy musiały tworzyć się pęknięcia, rozłamy i związane z nimi dyslokacje, głównie o kierunkach zbliżonych do ogólnej linii brzegowej, czyli również NW — SE.

Dopiero z końcem dewonu przeważyła odmienna działalność tektoniczna (tektonika klawiszowa) na brzegu platformy, w wyniku której dźwignęły się zręby i zapadły się rowy przybierając formę wyniesień i zapadłisk. Rzecz prosta, że jest to proces bardzo skomplikowany i niejednorodny i na przykład zapadnięcie się Podlasia mogło być poprzedzone jego częściowym wydźwignięciem; proces ten mógł powtarzać się kilkakrotnie, niemniej fakt istnienia zrębów obciętych uskokami i spenople nizowanych przed rozpoczęciem sedymentacji osadów wizeny czy namuru jest niezbitym dowodem, że główna działalność tektoniki zrębowej nastąpiła przed wizenem — namurem.

Nie ulega wątpliwości, że po osadzeniu się karbonu działalność tektoniczna typu klawiszowego nie ustała aż do triasu dolnego włącznie, gdyż

charakter podłużnego zagłębienia (laguny?) w dolnym permie, a później zatoki cechsztyńskiej wygasającej w dolnym triasie dowodzi, że na bazie zapadliska podlaskiego rozwijało się cechsztyńskie obniżenie podlaskie.

W związku z rozwojem obniżenia podlaskiego musiały stopniowo obniżać się w kierunku osi obniżenia również i jego skłony powodując dalsze zuskokowanie tych skłonów, choć o wiele łagodniejsze, drobniejsze, niż w okresie intensywnej tektoniki zrębowej. Jeśli rozpatrzymy np. południowy skłon obniżenia podlaskiego (północny skłon wyniesienia Łukowa), na którym występuje karbon, to będziemy musieli uznać, że osady karbonu, jako podłoże obniżenia cechsztyńskiego, uległy zuskokowaniu wraz z tym podłożem. A zatem na obszarze obniżenia podlaskiego należy szukać dyslokacji przecinających również i karbon. Z tych samych powodów nie wykluczone są dyslokacje dolnotriasowe — pocechsztyńskie. Jeśli zaś przyjmiemy, że w sensie tektonicznym obszar Podlasia pozostaje żywy aż po dzień dzisiejszy (tektonika współczesna), to klawiszowe (zrębowe) kierunki na Podlasiu mogą zaznaczać się również w całym mezozoiku i kenozoiku.

Odnosnie do kierunków starych dyslokacji paleozoicznych NW — SE w okresie rozwijającej się sedymentacji mezozoicznej, to zmiany miąższości i facji wyraźnie wskazują, że na brzegu platformy znów odnawiają się kierunki pierwotne, a słabną kierunki zatokowe wschód — zachód.

Zasadnicze kierunki dyslokacji (NW — SE i NE — SW) stanowią tło sieci dyslokacji, na której niewątpliwie rozwinęły się stopniowo liczne dalsze dyslokacje o kierunkach wypadkowych i już nie schematycznych. W ten sposób cały obszar obniżenia podlaskiego wraz z obrzeżeniem jest pocięty na drobne bloki poprzysuwane względem siebie w różnych kierunkach.

Działalność wulkaniczna na obszarze Podlasia daje znać o sobie w paleozoiku w postaci cienkich żył skał wylewnych, stwierdzonych w niektórych otworach: w Okuniewie, Płońsku, a także w postaci tufów i skał tufoidalnych znanych z dość licznych punktów. Opracowanie tych zagadnień dla obszaru Podlasia jest dopiero w toku na podstawie dość skąpych obserwacji z nielicznych wierceń. Można jedynie odnotować, że skały wulkaniczne wraz z bentonitami należy odnieść do starszego paleozoiku, karbonu i permu. Skały tufitowe i bentonitowe występują w sylurze i ordowiku oraz w karbonie, przy czym nasilenie ich wzrasta w kierunku wschodnim. Żyły diabazowe przebijające starszy paleozoik wskazują na ich karboński (dolnkarboński) wiek. Permskie wylewy na razie znane są tylko z sąsiednich, analogicznych utworów należących do czerwonego spagowca.

KARBON

Po dłuższej przerwie, obejmującej co najmniej turnej i wizen, pojawiają się na Podlasiu osady karbońskie jako peryferie północnego zasięgu karbonu lubelskiego. Są to osady leżące niezgodnie na starszym paleozoiku lub prekambrze, a złożone z ilowców, mułowców i piaskowców pochodzenia lądowego (Kolbiel, Żebrak — K. Bojkowski, J. Müller, 1960; P. Karnkowski, 1965) i lagunowego, a nawet morskiego. Zasięg utworów karbońskich od północy wskazuje na strefę brzeżną (A. M. Żelichowski, 1968)

morskiego basenu leżącego na południu i południowym zachodzie od Podlasia, gdzie karbon jest rozwinięty w postaci utworów morskich i lądowych ze znacznymi pokładami węgla kamiennego. Na Podlasiu karbon nie odgrywa większej roli, gdyż jego miąższość jest mała i bardzo zmienna, np. w Kołbieli 320 m, w Żebraku 65 m, w Łukowie około 100 m. W części południowej Podlasia bezpośrednio na utworach starszych spoczywa wizen (Holeszów, Kaplonosy), a w centralnej — namur (Żebrak). W północnej i wschodniej części Podlasia osadów karbonu brak (fig. 11).

Rozwój karbonu w obniżeniu podlaskim przebiegał w trzech etapach:

- okres penepłenizacji podewońskiej, jako wynik tektoniki zrębowej;
- sedymentacja lądowo-morska (tylko wizen — namur);
- prawdopodobnie okres lądowy (osadów brak), poprzedzający rozwój dolnopermskiego basenu lagunowego, formującego obniżenie podlaskie.

PERM

CZERWONY SPĄGOWIEC

Osady czerwonego spągowca stanowią sygnał wkroczenia obszaru Podlasia w stadium uginającego się lądu, przekształcającego się w zatokę morską. Czerwony spągowiec reprezentują tu (fig. 12) utwory głównie piaszczyste i zlepieńcowate kilkumetrowej miąższości. W materiałach wiertniczych są one trudne do rozpoznawania ze względu na fragmentaryczne uzyski, złożone z materiałów sypkich i kruchych. W Kołbieli (5 m) występują piaskowce i iłowce, w Radzyminie (3,5 m) piaskowce i zlepieńce (J. Pokorski, R. Wagner, 1968). W Dobrem czerwony spągowiec obniżenia podlaskiego osiąga największą miąższość 30 m i składa się z piaskowców, zlepieńców, mułowców i iłowców. W pozostałych otworach przebijających czerwony spągowiec jego utwory występują w podobnym przeciętnym profilu osadów klastycznych (J. Pokorski, 1968).

CECHSZTYN

Zalew cechsztyński postępujący z zachodu w postaci zatoki podlaskiej objął teren wyrównany, ale bardzo ruchliwy. W związku z tym sedymentacja w cechsztylinie na tym terenie jest zmienna. Odnacza się cyklicznością i przesuwaniem się osi basenu z południa ku północy. Schemat cykliczności sedymentacji cechsztyńskiej w Polsce jest wyczerpująco opracowany (J. Poborski, 1964). Jego układ w obniżeniu podlaskim nie odbiega od zasadniczych form (B. Areń, 1965; R. Wagner, 1968). W obniżeniu podlaskim występują trzy cykle sedymentacyjne Z1, Z2 i Z3, przy czym rozkład facji jest odmienny niż w starszym paleozoiku. W cechsztylinie wyraźnie zaznacza się inny charakter osadu w osiowej części basenu niż przy jego brzegach, co potwierdza stopniowe zmiany głębokości dna z umiejscowionym obniżeniem się części osiowej Podlasia (fig. 13).

Zakład Stratygrafii
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 4 czerwca 1971 r.

PIŚMIENICTWO

- AREN B. (1964) — Geologia wglębna wschodniej Polski na przekroju Fasty — Tyssowce. Kwart. geol., 8, p. 77—90, nr 1. Warszawa.
- AREN B. (1965) — Wyniki wiercenia Warszawa IG-1. Prz. geol., 13, p. 369—373, nr 9. Warszawa.
- AREN B. (1967) — Paleozoik obniżenia podlaskiego. Kwart. geol., 11, p. 529—546, nr 3. Warszawa.
- AREN B. (1968) — Tilty wschodniej Polski. Prz. geol., 16, p. 221—226, nr 5. Warszawa.
- BIERNAT G. (1964) — *Obolus apollinis* Eichw. z otworu wiertniczego w Podborowisku. Kwart. geol., 8, p. 73—77, nr 1. Warszawa.
- BEDNARCZYK W. (1966) — Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowieży. Kwart. geol., 10, p. 33—43, nr 1. Warszawa.
- BOJKOWSKI K., MÜLLER J. (1960) — Karbon z otworu Żebrak. Kwart. geol., 4, p. 667—678, nr 3. Warszawa.
- LENDZION K. (1962) — Paleozoik na anteklizie Sławatycz w świetle nowych wierceń. Kwart. geol., 6, p. 513—525, nr 4. Warszawa.
- KIARINKOWSKI P. (1965) — Geologiczny profil otworu Kołbziel. Prz. geol., 13, p. 373—378, nr 9. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1968) — O pozycji stratygraficznej ordowickich glaukonitytów w zapadlisku podlaskim. Prz. geol., 16, p. 474—476, nr 10. Warszawa.
- MÜURISEPP K. (1962) — Tiskre kihistu stratigraafiaest Eestis (Restimee). Eesti NSV, p. 55—59. Tallinn.
- POBORSKI J. (1964) — Stosunki facjalne w zagłębieniu cechsztyńskim w Polsce. Kwart. geol., 8, p. 111—121, nr 1. Warszawa.
- POKORSKI J. (1968) — Permskie utwory klastyczne w obniżeniu podlaskim. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- POKORSKI J., WAGNER R. (1968) — Osady permu w synklinorium warszawskim. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- SIECLARZ K. (praca w druku) — Korelacja wybranych profili eokambru w Polsce wschodniej.
- SKORUPA J. (1963a) — Morfologia podłoża krystalicznego i nieciągłych pokryw wulkanicznych na obszarze południowego Podlasia. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- SKORUPA J. (1963b) — Główne elementy tektoniki krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej dla obszaru Polski w nawiązaniu do danych geofizycznych. Pr. Inst. Geol., 30, cz. IV, p. 125—134. Warszawa.
- SKORUPA J. (1968) — Morfologia skonsolidowanego podłoża w Polsce w świetle sejsmicznych prac refrakcyjnych. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- SZYMAŃSKI B. (1966) — Łupki dictyonemowe warstw krzyżańskich w rejonie Białowieży. Kwart. geol., 10, p. 44—62, nr 1. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1964) — Stratygrafia syluru w północno-wschodniej Polsce. Kwart. geol., 8, p. 506—523, nr 3. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1968) — Sylur — Polska północno-wschodnia. W: Budowa geologiczna Polski, 1, p. 262—271. Inst. Geol. Warszawa.
- WAGNER R. (1968) — Cechsztyń w otworze Warszawa IG-1, Okuniew IG-1, Płońsk IG-2a, Wyszaków IG-1. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.

- ZNOSKO J. (1961) — W sprawie pozycji stratygraficznej eokambryjskich sparagmitów i młodoprekambryjskich formacji. *Kwart. geol.*, 5, p. 737—774, nr 4. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1964) — Ordowik obszaru Białowieży i Mielnika. *Kwart. geol.*, 8, p. 60—72, nr 1. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1965a) — Nowe dane o stratygrafii sinianu i kambru w północno-wschodniej Polsce. *Prz. geol.*, 13, p. 40—41, nr 1. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1965b) — Sinian i kambr północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, 9, p. 465—485, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J., Szymański B. (1968) — Tremadoc and Arenig of North-Eastern Poland and Their Significance to the Adjacent Areas. *Biul. Inst. Geol.*, 237, p. 29—86. Warszawa.
- ZELICHOWSKI A. M. (1968) — Karbon na obrzeżeniu wyniesienia Sławatycz. *Kwart. geol.*, 12, p. 251—258, nr 2. Warszawa.

Борис АРЕНЬ

РАЗВИТИЕ ПАЛЕОЗОЯ В ПОДЛЯССКОЙ ВПАДИНЕ

Резюме

Интерес к палеозою Подляской впадины был вызван следами нефти в скважине Жебрак отмеченными в 1958 г. (фиг. 1), а также газопроявлениями в скважине Тлуц в 1962 г. Нефтегазоносность отложений кембрия и ордовика на этой территории была подтверждена последующими скважинами Геологического института и нефтяной промышленности. Исследования проводились в скважинах глубиной до 4500 м. В большей части впадины на кристаллическом фундаменте залегают отложения палеозоя и только на востоке, в приграничной полосе, на фундаменте под кембрием залегают отложения эокембрия (фиг. 3), который во впадине начинается глинисто-песчанистыми отложениями с немногочисленной нетрилобитовой фауной (*Coniconchia*), определяющей положение субгольмиевого горизонта. Таким образом непосредственно на кристаллическом фундаменте отмечено залегание субгольмиевого кембрия (фиг. 4). Кембрийская седиментация во впадине заканчивается средним кембрием (фиг. 5). Тремадок залегает только на белостокской территории (фиг. 6), а трансгрессия аренига, наступающая с запада, охватывает всю территорию впадины, а также остальные части древнего палеозоя с некоторыми локальными отклонениями (фиг. 7—13). Фациальные изменения происходят перпендикулярно к общему направлению краевой зоны платформы, это доказывает, что поднятия, расположенные к северу и югу от Подляской впадины образовались в более поздний период и не оказали большого влияния на седиментацию древнего палеозоя. Во впадине отсутствуют отложения девона. Карбон представлен только континентально-морск ми отложениями визея и намора в южной части впадины. Цехштейновые отложения образовали как бы залив, в котором отчетливо развиты три седиментационных цикла Z 1, Z 2, Z 3.

В результате движений края платформы до палеозоя образовались дислокации в основном СЗ — ЮВ направления. Только в конце девона получил развитие иной вид тектонической деятельности, при котором двигались горсты — поднятия и образовались грабены — впадины. В пермское время на постепенно опускающейся территории образовался глубокий цехштейновый залив. В результате на базе Подляской впадины развилась цехштейновая впадина, которая в свою очередь была снивелирована новым мезозойским планом.

Borys ARÉN

DEVELOPMENT OF PALAEOZOIC IN THE PODLASIE DEPRESSION

Summary

An interest in the Palaeozoic formations in the Podlasie depression was taken in 1958 after the discovery of crude oil shows in bore hole Żebrak and of natural gas manifestations in bore hole Tuszcz in 1962 (Fig. 1). Crude oil and gas occurrence in the Cambrian and Ordovician deposits in this area was proved by next drillings made by the Geological Institute and Petroleum Industry. The research is carried on by means of drillings made down to a depth of 4500 m. In the Podlasie depression, the crystalline basement makes for the most part the bottom of the Palaeozoic, and only in the eastern region, within the border zone — the Cambrian is underlain with the Eocambrian formations that rest on the basement (Fig. 3). The Cambrian begins here with the clay-arenaceous deposits with scarce non-trilobite fauna (*Coniconchia*) that evidences the Sub-Holmia zone. It has been ascertained that the Sub-Holmia Cambrian formations rest directly on the crystalline basement (Fig. 4). The Cambrian sedimentation terminates in the Podlasie depression with the Middle Cambrian (Fig. 5). Tremadocian deposits occurs within the Białystok area only (Fig. 6), whereas the Arenigian transgression, encroaching from west, covers the whole area of the depression, similarly as the remaining members of the older Palaeozoic with some local oscillations (Fig. 13). Facial changes run perpendicularly to the general line of the marginal zone of the platform thus proving that the elevations situated north and south of the Podlasie depression were formed in a later period and did not influence decisively the sedimentation of the older Palaeozoic. Devonian deposits are absent in the Podlasie depression. Carboniferous is represented only by the continental — marine deposits of Viséan and Namurian age, barely in the southern part of the depression. Zechstein makes a bay in which three distinct sedimentary cycles developed: Z1, Z2 and Z3.

Due to the movements of the platform margin, main dislocations of a NW-SE direction were produced before the Palaeozoic time. Only at the close of the Devonian period a different tectonic activity developed, resulting in the formation of horsts and elevations, as well as of grabens and throughs. At the Permian time a deep Zechstein bay invaded the gradually lowering area. As a result of this the Zechstein Podlasie depression developed on the basis of the previous Podlasie basin and then was obliterated during the Mesozoic processes.