

Antoni Marian ŻELICHOWSKI

Antyklina Opole Lubelskie — Zakrzew

WSTĘP

W podłożu mezozoicznej niecki (synkliny) brzeżnej na Lubelszczyźnie występują dwie różne jednostki strukturalne pokrywy waryscyjskiej. W części północno-wschodniej jest to rów mazowiecko-lubelski, a w części południowo-zachodniej — podniesienie radomsko-kraśnickie (L. Miłaczewski, A. M. Żelichowski, 1970). Granica tych jednostek przebiega wzdłuż walnej linii dyslokacyjnej, ciągnącej się od okolic Grójca poprzez Ursynów, Kazimierz Dolny do Wysokiego (fig. 1). Na wschód od omawianej dyslokacji przebiega w tym odcinku oś mazowiecko-lubelskiej niecki (synkliny) brzeżnej. Jej część północno-wschodnia, rozwinięta na rowie mazowiecko-lubelskim, ułożona jest monoklinalnie, a spąg jej spłyca się ku podniesionej części platformy prekambryjskiej. Natomiast pokrywa mezozoiczna podniesienia radomsko-kraśnickiego ujęta jest w położe antykliny o amplitudzie dochodzącej do 200 m (W. Pozaryski, 1948, 1956, 1964).

Odrębny charakter budowy piętra powaryscyjskiego w obu skrzydłach synkliny po raz pierwszy podkreślony został przez W. Pozaryskiego (1964). Późniejsze badania doprowadziły do modyfikacji podanego obrazu (m.in. T. Niemczycka, 1965). Liczne wiercenia i badania geofizyczne wskazały, że pierwszy od północnego wschodu pas antyklin ciągnie się w strefie brzeżnej podniesienia radomsko-kraśnickiego. Stąd też ciąg antyklinalny Pionki — Opole Lub. — Zakrzew nazwany jest brzeżną antyklina. Wschodnie jej skrzydło, bardziej strome, związane jest z brzeżnym uskokiem rowu mazowiecko-lubelskiego. Zachodnie, a właściwie południowo-zachodnie skrzydło posiada mniejszą amplitudę i jest bardziej położe (fig. 1, 2).

Antyklinalny pas zarejestrowany został wyraźnie w kompleksie mezozoicznym, a także rejestruje się w obrazie paleozoicznym. W budowie piętra powaryscyjskiego biorą udział utwory jury środkowej i górnej, kredy górnej, a w części NW także osady triasu. Jądro paleozoiczne tej antykliny utworzone jest z różnych ogniw dewonu.

Liczne wiercenia wykonane w tej strefie pozwoliły określić profil litostratygraficzny występujących tutaj utworów. Osady dewonu, najstarsze poznane w tej strefie, opracowane przez H. Łobanowskiego,

L. Miłaczewskiego i M. Pajchłową, scharakteryzowane zostały w opracowaniu L. Miłaczewskiego i A. M. Żelichowskiego (1970). Badaniem karbonu zajmowali się K. Korejwo i L. Teller (1968), jak również pracownicy Oddziału Górnośląskiego Instytutu Geologicznego (Praca zbiorowa, 1966) oraz autor (A. M. Żelichowski, 1964). Dane dotyczące permu zaczerpnięte z materiałów K. Pawłowskiej i R. Wagnera, triasu — H. i E. Senkowiczów (1969), jury — K. Dayczak-Calikowskiej i T. Niemczyckiej, a kredy — A. Krassowskiej, które zostały zebrane przez L. Miłaczewskiego (L. Miłaczewski, A. M. Żelichowski, 1970). Obraz strukturalny omawianego terenu przedstawiłem na podstawie opracowań W. Pożaryskiego (1948, 1956, 1964, 1966) i J. Znoski (Atlas Geologiczny Polski, 1968) oraz nie publikowanych materiałów własnych.

W wykonanym w 1969 r. opracowaniu budowy geologicznej Lubelszczyzny, analizując ewolucję tego obszaru, zwróciłem uwagę na istnienie w strefie Pionki — Opole Lub. stabilnego elementu, zaznaczającego się w sedimentacji utworów młodszego dewonu. Na elemencie tym rozwinęta jest omawiana antyklina, która zgodnie z wysuniętymi wtedy sugestiami zachowała również te tendencje i w mezozoiku. Pozwoliło to na wysunięcie tezy o potomnym rozwoju antyklinali mezozoicznych na starym planie paleozoicznym. Napływ nowych materiałów potwierdził tę hipotezę, której główne tezy są treścią niniejszego artykułu.

ROZWÓJ STRUKTURALNY

Najstarszymi poznanymi utworami w antyklinie Pionki — Opole Lub. — Zakrzew są morskie utwory dolnego dewonu zaliczone do dolnego zigeny. Pomiędzy nimi a wyżej leżącym kompleksem mułowcowo-piaszczystym, zaliczanym do wyższego zigeny i emsu, stwierdziłem niezgodność kątową. Upady notowane w zigenie dolnym dochodzą do 60°, podczas gdy seria oldredu posiada upady 3—5° (otwory Op. 3, Z-3). Miąższość serii oldredu wynosi około 900 m w części NW (P-4) do około 1300 m w części SE (Z-3, Op. 3). Utwory dewonu dolnego tworzą szeroką strefę wychodni na powierzchni podmezozoicznej. Występujące powyżej utwory dewonu środkowego, sądząc z szeregu wierceń położonych w tej strefie, charakteryzują się redukcją miąższości w porównaniu do poznanych profili na SE i NE od tej strefy. W strefie Pionki — Opole Lub. L. Miłaczewski (L. Miłaczewski, A. M. Żelichowski, 1970) zaliczył do eiflu utwory dolomityczne z wkładkami piaskowców, miąższości od 140 m w części NW strefy (P-4) do około 70 m w rejonie Opola Lub.; w centralnej części rowu lubelskiego miąższość eiflu wynosi około 200 m.

Ze strefy położonej na SW posiadamy dane jedynie z otworu Rachów, gdzie zdenurowane utwory eiflu liczą ponad 165 m (M. Pajchłowa, A. M. Żelichowski, 1966). Zmiany miąższości żywetu wskazują na wyraźnie stabilny charakter strefy Pionki — Opole, część SE — w okolicach Zakrzewa — pozbawiona jest w osiowej części tych utworów. Znaczna redukcja miąższości dewonu środkowego w otworze Z-1 wskazuje na dalsze przedłużenie tej paleoantyklinali. Wapienne i dolomitowe utwory z przeławieniami ilastymi żywetu w strefie Pionek i Opola Lub. liczą około 100 m, podczas gdy w rowie lubelskim przekraczają 200 m, a w położonym na południowy zachód od strefy Pionki — Opole Lub. profilu

Bakowej seria wapienno-ilasta żywetu posiada miąższość ponad 800 m. Wskazuje to wyraźnie na bardziej stabilny charakter strefy Pionki — Opole Lub. — Zakrzew podczas sedymentacji dewonu środkowego.

Analizując zmiany miąższości frańskich raf koralowych stwierdza się, że największa ich miąższość występuje w strefach odznaczających się małymi miąższościami środkowego dewonu, a zatem małą subsydencją w dewonie środkowym. W obszarach o zmniejszonej subsydencji pa-

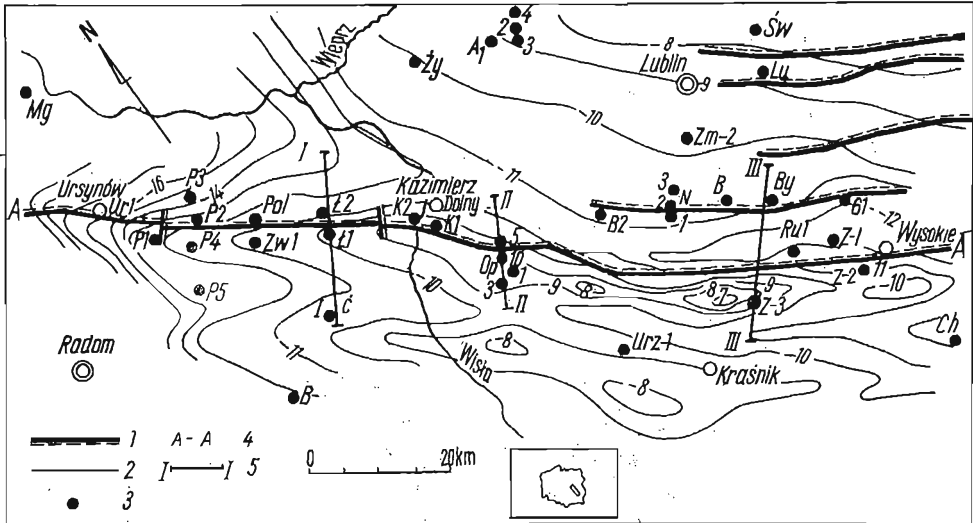


Fig. 1. Szkic sytuacyjny antykliny Pionki — Opole Lubelskie — Zakrzew z zaznaczonym uskokiem brzeżnym rowu mazowiecko-lubelskiego

Situation sketch of the Pionki — Opole Lubelskie — Zakrzew anticline with visible marginal fault of the Mazowsze — Lublin graben

1 — uskoki główne z zaznaczonymi skrzydłami zrzuconymi; 2 — izarytmy powierzchni stropowej paleozoiku, bez permu w hm; 3 — profile wierceń; 4 — południowo-zachodni brzeżny uskoki rowu mazowiecko-lubelskiego Ursynów — Kazimierz Dolny — Wysokie; 5 — przekroje geologiczne

1 — main fault with visible downthrown side; 2 — isorhythms of Palaeozoic top surface in hectometres, without Permian formations; 3 — bore hole sections; 4 — south-western marginal fault of the Mazowsze-Lublin graben Ursynów — Kazimierz Dolny — Wysokie; 5 geological sections

nowały bardziej sprzyjające warunki dla rozwoju koralowców budujących osady franu. Ponowne redukcje miąższości na osi antykliny Pionki — Opole Lub. stwierdzono w famenie. W rejonie Opola Lub. pełny profil wynosi 160÷380 m, podczas gdy poza tą strefą — w rowie lubelskim — miąższość tych osadów wynosi ponad 1000 m. Redukcja miąższości w osadach famenu przypada na szerszą strefę aniżeli antyklina Pionki — Opole Lub. — Zakrzew, co wskazuje na większy zasięg paleoantykliny dewonu wyższego w stosunku do dzisiejszej formy antyklinalnej.

Odtworzenie warunków paleotektonicznych w okresie karbonu nastręcza znaczne trudności z powodu braku pewnych reperów. Osady karbonu nawiercone są tylko w rowie lubelskim, przy czym poznane profile nie zawsze są ze sobą porównywalne. Fragmentaryczne dane,

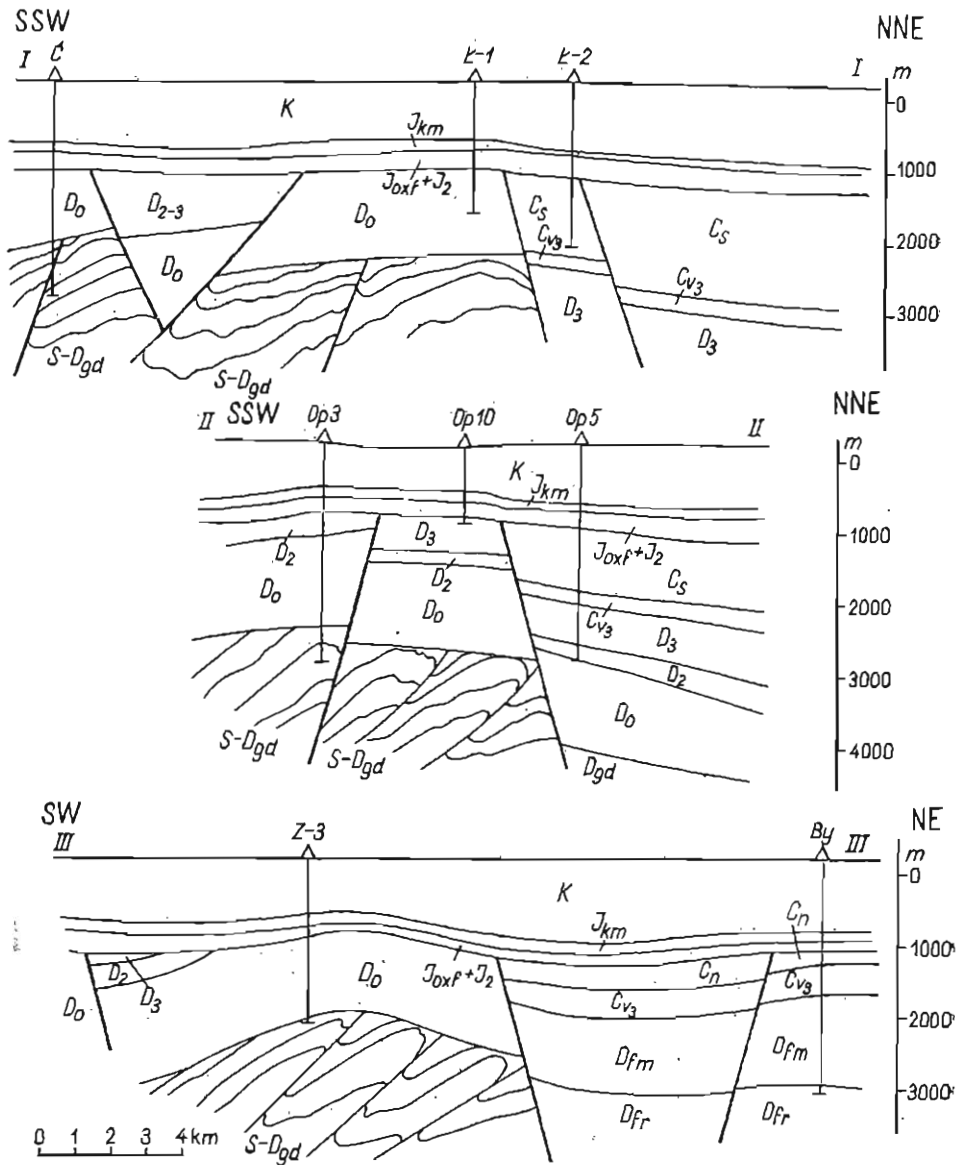


Fig. 2. Przekroje geologiczne

Geological sections

K — kreda; J_{km} — kimeryd; $J_{oxf} + J_2$ — oksford i dogger; C_s — siles (nierozdzielony); C_a — namur; C_{v3} — wizen górny; D_3 — dewon górny (fm — famen, fr — fraś); D_2 — dewon środkowy; D_0 — dewon dolny — seria oldredu; S- D_{gd} — sylur + zedyn i zigen moraki

K — Cretaceous; J_{km} — Kimmeridgian; $J_{oxf} + J_2$ — Oxfordian + Dogger; C_s — Silesian (nonsubdivided); C_a — Namurlan; C_{v3} — Upper Viséan; D_3 — Upper Devonian (fm — Famendian, fr — Frasnian); D_2 — Middle Devonian; D_0 — Lower Devonian, — Old Red Series; S- D_{gd} — Silurian + Gedinnian marine and Stegennian

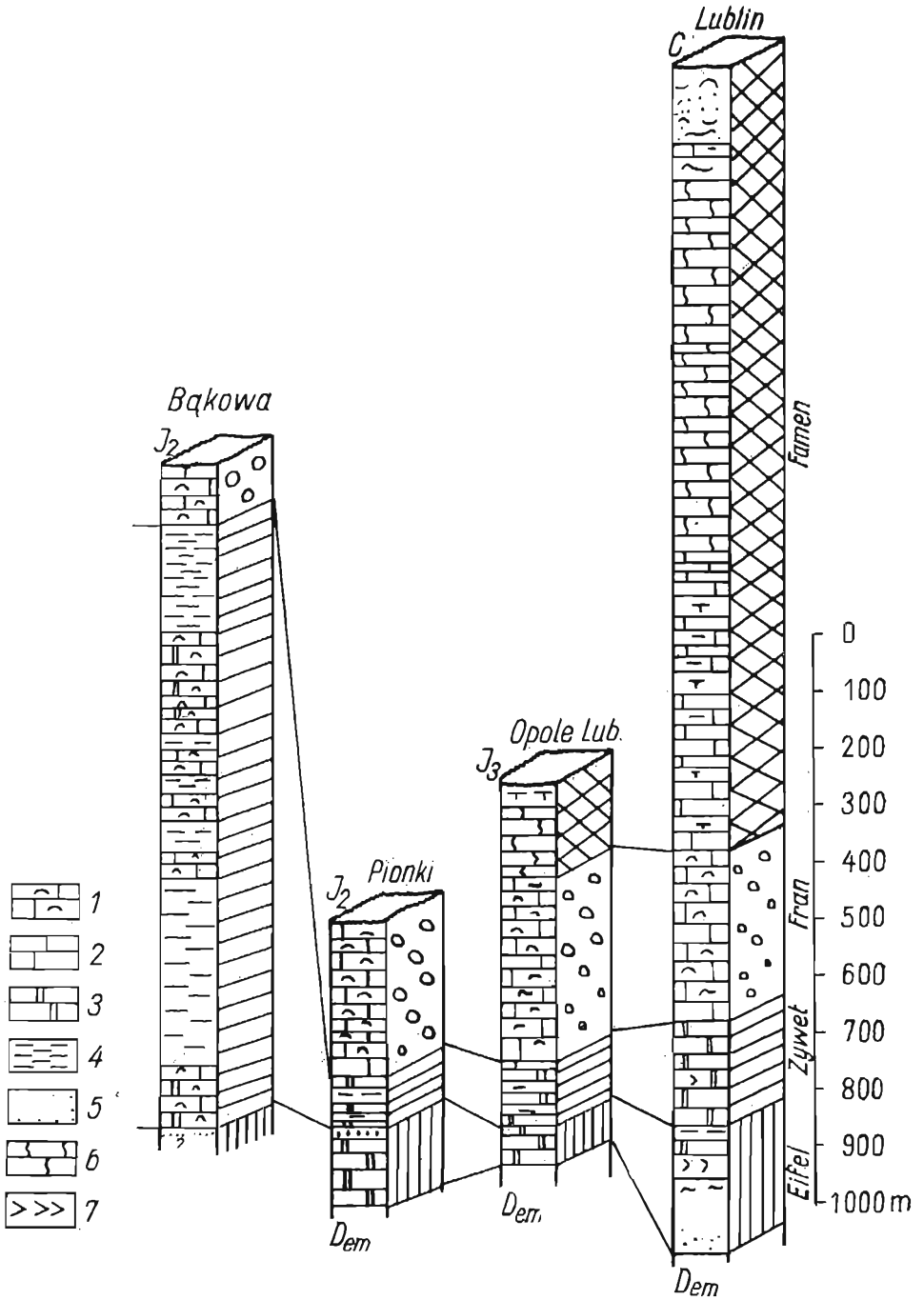
jakie posiadamy (Op.-5, N-1—3, By.1, Ru.1, Ur.1), wskazują jednakże na możliwość istnienia w obszarze obecnej antykliny Pionki—Opole Lub.—Zakrzew strefy bardziej stabilnej od rowu lubelskiego. Wskazuje na to rozkład miąższości wapieni wizeńskich (Ur.1 — 30 m, Op.-5 — ok. 100 m, N-1 ponad 240 m, Ru.1 — 180 m).

Młodszych ogniw karbonu z uwagi na znaczną denudację nie można porównywać. Osady permu na antyklinie Pionki—Opole Lub.—Zakrzew, podobnie jak na całym obszarze podniesienia radomsko-kraśnickiego, nie występują. W obrębie rowu mazowiecko-lubelskiego wchodzi one od północnego zachodu zatoką do szerokości Pionek (otw. P-3). Wskazywać to może również na kontynuację bardziej stabilnego charakteru antykliny Pionki—Opole Lub.—Zakrzew również w ciągu permu.

Szerszy zasięg (ku południowemu wschodowi w stosunku do permu posiadają utwory triasu. Pokrywają one nie tylko rów lubelski, ale także i północno-zachodnią część brzeżnej antykliny. Opracowane przez H. Senkowniczą i E. Senkowicza (1969) profile triasu z tego terenu wskazują na zróżnicowanie miąższości tych osadów. Istniejące luki zwiększają się w kierunku południowo-wschodnim. Poznane profile osadów triasowych na osi antykliny Pionek, przy jej północno-zachodniej peryklinie, są w większym stopniu zdenudowane aniżeli położone po jej północnej stronie — w obrębie rowu mazowiecko-lubelskiego. Dowodzi to niewątpliwie silniejszego dźwignięcia antykliny aniżeli rowu lubelskiego w fazach starokimeryjskich. Z drugiej jednak strony — analiza profilów Ur.1 i P.1 (H. Senkownicza, E. Senkowicz, 1969, fig. 3) pozwala przypuszczać, że strefa osiowa antykliny również w czasie sedymentacji triasu stanowiła element bardziej stabilny niż północno-wschodnie skrzydło rozwinięte na podłożu karbońskim. Miąższość piestrego piaskowca w otworze P.1 wynosi 114 m, a w Ur.1 już 173 m, przy czym autorzy ci są zdania, że w otworze P.1 brak jest środkowego piestrego piaskowca. Wymienione otwory, położone w różnych jednostkach młodopaleozoicznych, wskazywać mogą jednak na synsedymentacyjny wpływ antykliny Pionek—Opola Lub. również w czasie sedymentacji osadów triasu (fig. 4). H. Senkownicza i E. Senkowicz (1969) omawiając rozwój triasu na tym terenie nie wypowiadają się na temat wpływu tej dyslokacji na rozwój sedymentacji triasu.

Oddźwięki faz starokimeryjskich spowodowały co najmniej dwukrotne wynurzenie obszaru i jego denudację po kajeprze dolnym i po dolnym retyku. Brak jednak osadów tych na antyklinie Pionki—Opole Lub. nie pozwala na określenie różnic labilności tej antykliny w stosunku do obszarów otaczających. Brak też materiałów dotyczących dolnej jury i niższej części doggeru. Ponowne zróżnicowanie labilności obserwować można od batonu¹. Dane dla tego okresu pochodzą również z południowo-wschodniego odcinka antykliny — na SE od Wisły. Otwory położone na szczycie struktury pozbawione są utworów doggeru i bezpośrednio na podłożu paleozoicznym spoczywa oksford (Z-3, Z-2, Op.1, 3). Nato-

¹ Wydzielenia w jurze środkowej przyjąłem zgodnie z poglądem przedstawionym przez K. Dayczak-Calińską (1965). Pogląd ten jest odmienny od poglądu reprezentowanego przez T. Niemczycką (1965, 1970), która neguje w szeregu otworach występowanie jury środkowej i dolnego oksfordu. Zgodnie z tym poglądem antyklina Zakrzewa należałoby uznać za denudowaną aż do środkowego oksfordu, co by mocniej podkreśliło stabilny charakter tej strefy.



miast w otaczających je synklinach, zgodnie z opracowaniem K. Dayczak-Calikowskiej, istnieje profil utworów jury obejmujący baton, kełowej, a także dolny oksford. Bardziej ku NW — zgodnie z ogólną tendencją zwiększonej subsydenacji ku NW — pojawiają się utwory doggeru również na osi antykliny, a bardziej stabilny charakter antykliny wyraża się zróżnicowaniem miąższości i zmianami litofacjalnymi osadów jury środkowej.

Podobną paleoantyklinę otrzymujemy w obrazie zmian miąższości oksfordu. W odcinku południowo-wschodnim antykliny — rejon Zakrzewa — w otworach położonych na osi struktury (Z-2 i Z-3) miąższość oksfordu wynosi 130 m, natomiast w otworach położonych na północno-wschodnim skrzydle wzrasta do 210 m (Ru.1 — 140 m i Z-1 — 210 m). W otworze położonym na południe od antykliny (Urz.1) wynosi ona 230 m (fig. 2). Profile kimerydu z tych wierceń z uwagi na ich denudacyjny strop nie pozwalają na wyciągnięcie jednoznacznych wniosków co do zmian sedymentacyjnych. Mniejsza miąższość osadów kimerydu na szczycie antykliny w rejonie Zakrzewa aniżeli w otaczających je skrzydłach dowodzić może bardziej intensywnej denudacji na osi antykliny w fazach młodokimeryjskich. Nie można wykluczyć, że na obecna miąższość utworów kimerydu wpłynęły także zmiany synsedymentacyjne. W otworze Z-2 głębokość spągu kimerydu wynosi -945,0 m, a jego miąższość 197 m, w otworze Z-3 głębokość spągu kimerydu -722 m, a miąższość już tylko 151 m. Zmiany miąższości w południowym skrzydle antykliny Zakrzewa z uwagi na regionalny przyrost miąższości nie są wyraźne.

Przytoczone wyżej dowody wskazują, że antyklina Zakrzewa w wyższej części jury środkowej i co najmniej w oksfordzie stanowiła element bardziej stabilny aniżeli otaczające ją synkliny.

Niestusznym jest, moim zdaniem, pogląd przedstawiony przez T. Niemczycką (1970) o istnieniu jednolitego ładu w dolnym oksfordzie, obejmującego antyklinę Zakrzewa i Niedrzwicy. Profil otworu Ru.1, położonego na północno-wschodnim skłonie antykliny, dowodzi raczej bruzdy rozdzielającej tę antyklinę od struktury Niedrzwicy, w której zachodziła sedymentacja piaszczysto-mułowcowych osadów dolnego oksfordu i doggeru. Stwierdzenie tych utworów w otworach Z-1 i G-1 potwierdza tę hipotezę. Interpretacja podana przez T. Niemczycką (op. cit., fig. 3) wypływa z nieuwzględnienia budowy podłoża i jego wpływu na sedymentację jury.

W całej strefie antykliny Pionki — Opole Lub. — Zakrzew w ciągu długiego okresu czasu — od dewonu środkowego co najmniej aż po jurę górną — mamy do czynienia z obszarem bardziej stabilnym, stanowiącym ciąg paleoantyklinalny. Rozwinięta jest ona na granicy podniesienia ra-

Fig. 3. Zestawienie profili dewonu środkowego i górnego w rejonie Opola Lubelskiego na podstawie opracowania L. Miłaczewskiego
Comparison of Middle and Upper Devonian sections in the region of Opole Lubelskie on the basis of L. Miłaczewski's paper

1 — wapienie rafowe; 2 — wapienie; 3 — dolomity; 4 — ilowce i mułowce; 5 — piaskowce; 6 — wapienie gruzłowe; 7 — anhydryty

1 — reef limestones; 2 — limestones; 3 — dolomites; 4 — claystones and siltstones; 5 — sandstones; 6 — modular limestones; 7 — anhydrites

domsko-kraśnickiego i rowu mazowiecko-lubelskiego, na granicy dwu platform — prekambryjskiej na NE i kaledońskiej na SW. Występuje ona zatem na granicy szwu tektonicznego, umożliwiającego zróżnicowanie labilności dwu obszarów. Kwestia rozwoju paleoantykliny Pionki — Opole Lub. — Zakrzew w okresie kredowym jest bardzo trudna do wyjaśnienia. Brak wyraźnych poziomów litologicznych, możliwych do prześledzenia w profilach geofizycznych, utrudnia przeprowadzenie tej analizy dla utworów kredy. Nierównomierność rozmieszczenia wierceń na tym obszarze powoduje, że istnieje szereg wątpliwych punktów, a przedstawiony obraz stanowi pierwszy przybliżony model. Dalsze rozpoznanie tej i zapewne innych podobnych struktur wymaga znacznego nakładu prac stratygraficznych i facjalnych.

Zakład Geologii Struktur
Wgłębnych Niżu
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 12 czerwca 1971 r.

PIŚMIENNICTWO

- ATLAS GEOLOGICZNY POLSKI (1968) — Praca zbiorowa pod red. J. Znosko. Inst. Geol. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1965) — Uwagi w sprawie stratygrafii osadów środkowej jury między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Prz. geol.*, 13, p. 52—54, nr 2. Warszawa.
- KOREJWO K., TELLER L. (1968) — Stratygrafia karbonu zachodniej części niecki lubelskiej. *Acta geol. pol.*, 18, p. 153—177, nr 1. Warszawa.
- MILACZEWSKI L., ŻELICHOWSKI A. M. (1970) — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. *Przew. XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Lublinie*, p. 7—32. Wyd. Geol. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T. (1965) — Granica jury środkowej i górnej na obszarze północnej Lubelszczyzny i Podlasia. *Kwart. geol.*, 9, p. 603—623, nr 3. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T. (1970) — Stratygrafia oksfordu centralnej Lubelszczyzny w powiązaniu z profilowaniem geofizycznym otworów wiertniczych. *Kwart. geol.*, 14, p. 332—343, nr 2. Warszawa.
- PAJCHŁOWA M., ŻELICHOWSKI A. M. (1960) — Dewon w otworze wiertniczym Rachów. *Kwart. geol.*, 10, p. 737—741, nr 3. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1948) — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 46. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1956) — Region lubelski. *Geologia regionalna Polski*, Z. 2. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- POŻARYSKI W. (1964) — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. geol.*, 8, p. 1—41, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1966) — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku (1:1 000 000). Wyd. Geol. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., SENKOWICZ E. (1969) — Osady triasowe na pograniczu mezozoicznej osłony Gór Świętokrzyskich i synklinorium brzeżnego. *Kwart. geol.*, 13, p. 525—542, nr 3. Warszawa.

OSADY KARBONŃSKIE W ZAGŁĘBIU LUBELSKIM. Praca zbiorowa (1966) — Pr. Inst. Geol., 44. Warszawa.
ZELICHOWSKI A. M. (1964) — Zarys budowy geologicznej lubelskiego basenu karbońskiego. Prz. geol., 12, p. 401—407, nr 10. Warszawa.

Антони Марьян ЖЕЛИХОВСКИ

**АНТИКЛИНАЛЬ ОПОЛЕ ЛЮБЕЛЬСКОЕ — ЗАКЖЕВ
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ЛЮБЛИНСКОГО КРАЯ)**

Резюме

В основании мезозойской Люблинской мульды отмечено наличие особых структурных единиц младшего палеозоя. Они разделены юго-западным краевым нарушением Мазовецко-Люблинского грабена. В ЮЗ части под юрой залегают отложения девона Радомско-Красненского поднятия, а в СВ части — отложения карбона, занимающие Мазовецко-Люблинский грабен (фиг. 1, 2). На границе этих двух элементов, уже на территории Радомско-Красненского поднятия, развита антиклиналь. Её амплитуда достигает 200 м. В зоне этой антиклинали наблюдается уменьшение мощности отложений отдельных этажей младше нижнего девона по сравнению с мощностью отложений этих стратиграфических звеньев, залегающих на окружающих территориях. Она выражается двукратным уменьшением мощности среднего девона по сравнению с мощностью, отмеченной на территории, расположенной на СВ, и четырехкратным — на территории, расположенной на ЮЗ. Редукция мощности отложений верхнего девона на СВ крыле является троекратной с тем, что рифовые отложения франа имеют на антиклинали большую мощность, что автор связывает с большей стабильностью территории.

Карбон разведен на восточном обрамлении, причем анализ мощности указывает на её уменьшение в сторону палеоантиклинали. Отложения перми и триаса, залегающие в СВ части антиклинали, имеют редуцированную мощность и выклиниваются в направлении оси структуры.

Наиболее отчетливо палеоантиклиналь зазначилась в отложениях юры, залегающих в её ЮВ части. На кульминации отсутствуют отложения догтера и уменьшена мощность оксфорда. В синклиналях, окружающих антиклиналь, появляются отложения догтера и увеличивается мощность оксфорда (фиг. 2). Редукция отложений кимериджа, сохранившихся в настоящее время над мелом, может быть связана как с седиментационным уменьшением их мощности на оси, так и с денудацией во время младокиммерийской фазы. Данные о меле, которыми мы располагаем, не позволяют сделать выводы, касающиеся развития этой формы в тот период.

В свете вышеприведенных данных, в краевой зоне Радомско-Красненского поднятия, на границе с Мазовецко-Люблинским грабеном, в период от среднего девона до верхней юры располагалась палеоантиклиналь. Эту палеоантиклиналь автор связывает с краем каледонской платформы, надвигающейся на докембрийскую платформу (фиг. 2).

Antoni Marian ŻELICHOWSKI

**ANTICLINE OPOLE LUBELSKIE — ZAKRZEW
(CENTRAL LUBLIN REGION)**

Summary

Some Late Palaeozoic structural units are known to occur in the basement of the Mesozoic Lublin trough. These units are separated by a south-west trending marginal fault of the Mazowsze — Lublin graben. In the SW part, the Devonian sediments of the Radom — Kraśnik elevation occur under the Jurassic, and in the NE part — there are found Carboniferous sediments that fill in the Mazowsze — Lublin graben (Figs. 1—2). At the boundary of these two units — already within the area of the Radom — Kraśnik elevation — an anticline occurs, its amplitude being up to 200 m. Within this anticline, the thickness of the individual members, younger than the Lower Devonian, decreases as compared with the thickness of these stratigraphical members in the adjacent areas. This corresponds to a two-fold decrease in thickness of the Middle Devonian — in relation to the thicknesses observed within the areas situated to the north-east, and to a more than fourfold decrease in the areas situated to the south-west. The reduction in thickness of the Upper Devonian formations in the NE limb is threefold, provided that, within the anticline, the Frasnian reef formations are thicker. According to the present author, this may be explained by a greater stability here.

The Carboniferous formations investigated within the eastern margin, and the analysis point to a reduction in their thickness towards the palaeoanticline. Both Permian and Triassic formations found to occur in the north-eastern part of the anticline, disclose a reduction in thickness, and a wedging out of sediments towards the axis of the structure.

The best picture of the palaeoanticline can be observed in the Jurassic formations that rest in its south-eastern part. The culmination lacks here any Dogger members, and the Oxfordian deposits are lesser in thickness. Dogger deposits appear only in the synclines that surround the anticline. Here, the thickness of the Oxfordian deposits increases. A reduction of the Kimmeridgian deposits, still preserved under the Cretaceous formations, may be related to the syndimentary decrease in their thickness near the axis, as well as to the denudation during the Young Cimmerian phase. The data, we have so far obtained from the Cretaceous formations, do not permit us to draw conclusions as to any development of this form at that time.

In the light of the above evidences, a palaeoanticlinal area existed from Middle Devonian to Upper Jurassic, within the marginal area of the Radom — Kraśnik elevation, at the boundary with the Mazowsze — Lublin graben. This palaeoanticline is related by the present author to the marginal area of the Caledonian platform overthrust on the Precambrian one (Fig. 2).