

EUGENIUSZ SENKOWICZ

## Budowa geologiczna rejonu Pionki-Zwoleń (NW część obszaru lubelskiego)

### GEOLOGY AND STRUCTURES OF THE PIONKI-ZWOLEŃ REGION (NW PART OF THE LUBLIN AREA)

**STRESZCZENIE:** W pracy przedstawiono budowę geologiczną rejonu Pionki-Zwoleń w oparciu o materiały z 13 głębokich wierceń wykonanych na tym obszarze oraz o wyniki badań sejsmicznych, głównie refleksyjnych. Omówiono stratygrafię i litologię przewierconych osadów od syluru aż do kredy włącznie. Najpełniejszy ich rozwój stwierdzono w północnej części badanego rejonu. Wydzielono trzy następujące kompleksy strukturalne: górne piętro strukturalne sfałdowanego podłoża kaledońskiego, które zarejestrowano jedynie w SW części rejonu, kompleks strukturalny dewońsko-karboński i kompleks strukturalny permo-mezozoiczny. Te dwa ostatnie występują na całym omawianym obszarze. Przedstawiono także rozwój basenów sedymentacyjnych od syluru aż po kredę.

#### WSTĘP

Badania związane z poszukiwaniem złóż ropy i gazu, przeprowadzone w ciągu ostatniego dziesięciolecia przez górnictwo naftowe w północnej części obszaru lubelskiego, skoncentrowane były w kilku rejonach, w których stwierdzono metodami sejsmicznymi antyklinalne struktury w obrębie osadów dewońsko-karbońskich.

W rejonie Pionki-Zwoleń pierwsze prace zapoczątkowane zostały w 1963 roku, i do chwili obecnej wykonano 13 głębokich wierceń, a kilkanaście dalszych odwiercono na przyległych strukturach Dęblina i Opola Lubelskiego.

Omawiany rejon położony jest w północno-zachodniej części obszaru lubelskiego, w strefie granicznej dwóch głównych jednostek strukturalnych, którymi są rów lubelski i wyniesienie radomsko-kraśnickie (fig. 1).

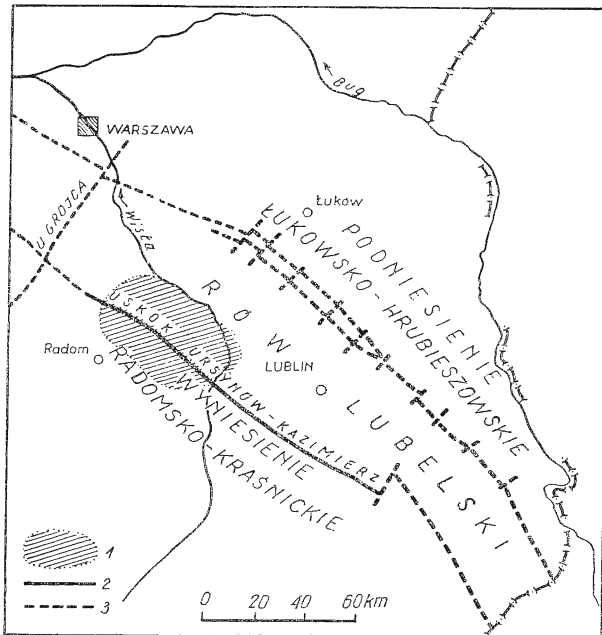


Fig. 1

Mapa sytuacyjna rejonu Pionki-Zwoleń na tle obszaru lubelskiego  
1 omawiany rejon, 2 dyslokacje udokumentowane, 3 dyslokacje przypuszczalne

Sketchmap of the Pionki-Zwoleń region in the background of the Lublin area  
1 the region under consideration, 2 observed dislocations, 3 hypothetical dislocations

W niniejszej pracy przedstawiono dotychczasowy stan rozpoznania budowy geologicznej rejonu Pionki-Zwoleń. Zawarte dane pochodzą w większości z obserwacji własnych częściowo już publikowanych, a poczynionych w trakcie pełnienia nadzoru autorskiego od początku prowadzonych prac. Wykorzystano tu także informacje zawarte w publikowanych i archiwalnych pracach poszczególnych badaczy, dotyczących zarówno omawianego terenu jak i obszarów przyległych.

Opracowania całości materiałów dokonano w Zakładzie Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego — GEONAF TA, przy życzliwym poparciu dr P. Karnkowskiego, mgr Z. Koraba i dr inż. Z. Śliwińskiego, za co autor serdecznie wymienionym dziękuje.

Praca niniejsza wykonana została pod naukowym kierownictwem dr hab. L. Tellera z Zakładu Nauk Geologicznych PAN, któremu za cenne rady i dyskusje w toku jej przygotowania składam szczególne podziękowanie.

Krytycznej oceny pracy dokonali prof. dr J. Znosko z Zakładu Nauk Geologicznych PAN, dr hab. K. Korejwo z Zakładu Nauk Geologicznych PAN, która również udostępniła mi do wykorzystania swoje jeszcze nie opublikowane materiały, oraz doc. dr inż. S. Depowski z Instytutu Geologicznego. Wszystkim recenzentom za cenne uwagi również serdecznie dziękuje.

## PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Pierwsze rozpoznanie wglębnej budowy geologicznej rejonu Pionki-Zwoleń nastąpiło w 1963 roku, kiedy P. Karnkowski i H. Tarnowski (1963) opracowali projekt badań obszaru położonego między Radomiem i Kozienicami.

Wcześniejsze prace geologiczne na tym terenie ograniczały się w zasadzie do wierceń płytkich nie przebijających utworów kredowych oraz do obserwacji powierzchniowych. Do najważniejszych opracowań z tego okresu należą prace W. Pożaryskiego (1948), K. Pożaryskiej (1952) i S. Pawłowskiego (1961).

Etap rozpoznania wierceniami wglębnej budowy geologicznej poprzedzony został badaniami geofizycznymi, a zwłaszcza sejsmicznymi. Wykonana półregionalna siatka profili sejsmicznych (Drwiła 1964) pozwoliła na wydzielenie w układzie przestrzennym interesujących form strukturalnych. W latach późniejszych uzupełniono to zdjęcie pojedynczymi profilami.

W latach 1968—1969 Wydział Interpretacji Zbiorczej Przedsiębiorstwa Geofizyki Górnictwa Naftowego w Krakowie (Lubelski 1969) wykonał reinterpretację materiałów sejsmicznych rejonu Kozienice-Zwoleń, co umożliwiło zestawienie map i szkiców izochron przewodnich granic sejsmicznych w obrębie dewonu, karbonu, triasu i jury oraz szkiców strukturalnych dla tych samych granic. Dodatkowo natomiast sporządzono mapę stropu danu.

Wszystkie te materiały oraz wyniki z pierwszych wierceń spowodowały dokładniejsze poznanie regionu i inspirowały szereg nowych opracowań.

M. Pajchłowa (1964) podała wstępne dane o dewonie na Niżu Polskim, zamieszczając również informacje dotyczące tych utworów z wiercenia Ciepiałów IG-1, a A. M. Żelichowski (1964) opublikował wstępne informacje o budowie geologicznej lubelskiego basenu karbońskiego. H. Tomczyk (1968) przedstawił stratygrafię osadów sylurskich i dolnodońskich (żedyn) w oparciu o faunę z otworu Ciepiałów IG-1. A. Krasowska (1965) omówiła budowę geologiczną obszaru położonego wzdłuż linii profilu sejsmicznego Puławy-Radzyń, natomiast A. Krassowska i J. Kulczycki (1963) opublikowali stratygrafię dewonu z wiercenia Ciepiałów IG-1.

P. Karnkowski i E. Senkowicz (1967), omawiając problemy poszukiwawcze w obniżeniu podlaskim i w północnej części obszaru lubelskiego, poruszyli również niektóre problemy dotyczące rejonu Pionki-Zwoleń. F. Mitura i H. Kozikowski (1967), przedstawiając zagadnienia strukturalne rejonu lubelsko-nadbużańskiego, zajmują się również omawianym rejonem.

K. Korejwo i L. Teller (1968a) opublikowali pracę poświęconą stratygrafii karbonu zachodniej części niecki lubelskiej, która była pierwszym syntetycznym ujęciem tego zagadnienia w północnej części obszaru lubelskiego. Autorzy ci w latach 1967—1971 systematycznie opracowywali stratygrafię karbonu z profilów otworów wykonanych w rejonie Dębłina oraz z profilów otworów Opole Lubelskie 5 i Kazimierz 1, usytuowanych w południowej części omawianego w pracy rejonu.

H. Łobanowski (1967a, b) opracował, w oparciu o zespoły fauny, stratygrafię osadów dewonu w profilach wierceń Pionki 4 i 5.

Problemy dewonu poruszone zostały również w pracy B. Hajłasz (1968), która opracowała stratygrafię dewonu dolnego na podstawie tentakulitów, oraz L. Jakubowskiej (1968), która wykonała badania paleobotaniczne osadów tego wieku z profilu otworu Ciepeliów IG-1.

Charakterystyka osadów triasowych została przedstawiona w pracy H. Senkowiczowej i E. Senkowicza (1969). Autorzy ci omówili trias występujący na obszarze północnej lubelszczyzny i na przyległej do niej części mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

W roku 1969 wykonane zostało w Instytucie Geologicznym, przy współudziale geologów i geofizyków górnictwa naftowego, regionalne opracowanie obszaru lubelskiego. W pracy tej problemy tektoniki przedstawił A. M. Żelichowski (1969a), zagadnienia stratygrafii opracowali: H. Tomczyk (1969), L. Miłaczewski (1969), J. Pokorski (1969), E. Senkowicz (1969a), K. Dayczak-Calikowska (1969), T. Niemczycka (1969), A. Krasowska (1969) oraz A. M. Żelichowski (1969b). Oprócz tych opracowań o charakterze ogólnym, nawiązujących często do rejonu Pionki-Zwoleń, E. Senkowicz (1969b, c) omówił budowę struktur Kazimierz-Ursynów oraz Opola Lubelskiego, a A. Myśko (1969) strukturę Dębłina.

Z opracowań o charakterze ogólnym należy również wymienić syntetyczne prace W. Pożaryskiego (1956, 1964), W. Pożaryskiego i H. Tomczyka (1969), J. Znoski (1962, 1965, 1966, 1970) oraz S. Sokołowskiego i J. Znoski (1959, 1964). Przedstawione przez tych autorów rozważania z zakresu tektoniki i rozwoju basenów dotyczą również północnej lubelszczyzny, co w znacznej mierze ułatwia regionalne rozwiązywanie tych problemów na obszarze Pionki-Zwoleń.

Szczególnie trafne w świetle zaobserwowanych faktów okazały się sugestie J. Znoski, dotyczące roli waryscydów i późniejszej permo-mezozoicznej labilności dna zbiorników dla ukształtowania współczesnego obrazu strukturalnego omawianego regionu.

#### STRATYGRAFIA

Stratygrafia osadów występujących na obszarze Pionki-Zwoleń opracowana została na podstawie materiałów uzyskanych z wierceń górnictwa naftowego i Instytutu Geologicznego.

Podstawowy materiał stanowiły rdzenie wiertnicze, a napotkana w nich fauna i flora pozwoliły na dokonanie ustaleń biostratygraficznych. Przy wyznaczaniu granic między poszczególnymi ogniwami stratygraficznymi pomocnymi były również wykresy geofizyki wiertniczej. W odniesieniu do permu, triasu i jury, a częściowo i do dewonu, wyznaczenie granic przy pomocy danych karotażowych nie stwarzało większych trudności. Mało przydatne natomiast okazały się one przy analizie osadów karbońskich z uwagi na ich monotonne wykształcenie litologiczne.

Na omawianym obszarze stwierdzono obecność osadów syluru, dewonu, karbonu, permu, triasu, jury i kredy. Pokrywa kenozoiczna jest natomiast bardzo cienka i tworzą ją głównie utwory czwartorzędowe, podczas gdy trzeciorzęd występuje jedynie w postaci izolowanych płytów.

### *Sylur*

Osady syluru, w ramach omawianego obszaru, stwierdzone zostały jedynie w profilu otworu Ciepiałów IG-1. Uwzględniając jednak występowanie syluru we wszystkich wierceniach przebijających dewon na terenie podniesienia radomsko-kraśnickiego, należy przypuszczać, że stanowią one podłoże dewonu również i na całym omawianym obszarze.

Utwory syluru w profilu wiercenia Ciepiałów IG-1 zaczynają się szarozielonymi, pelitycznymi iłowcami często złupkowaconymi, z rzadkimi przerostami i wkładkami szarozielonych, mikowych, wapnistych mułowców, w których spotyka się materiał tufogeniczny. Ku górze, od głęb. około 2864,0 m, zwiększa się udział mułowców, przy czym stają się one bardziej piaszczyste. Miejscami przechodzą w mułowce dolomityczno-wapniste i szarogłazowe. W osadach tych obserwuje się ślady falowania, rozmyc, hieroglify, lustra tektoniczne i spękania, a upady wynoszą od 0° do 75°.

Szczałki organiczne, napotymane miejscami w większych nagromadzeniach, reprezentowane są głównie przez graptolity (Tomczyk 1968, 1969). Wyżej leżą iłowce szarozielone, w obrębie których nie stwierdzono fauny.

Od głębokości 2721,0 m zaczyna się około 31-metrowy kompleks skał ilasto-dolomitowych, ciemnoszarych, w których nie napotkano fauny. W utworach tych obserwuje się wyraźny kliważ i spękania oraz częste lustra tektoniczne i poślizgi, a niektóre partie są silnie złupkowacone. Upady w tym kompleksie są bardzo zmienne i wahają się od 40 do 70°. Wyżej, z wyraźną dyskordancją kątową, leżą iłowce szare, słabo wapniste, często laminowane ciemniejszymi, w których sporadycznie występują graptolity i pojedyncze ortocerakony. Na głęb. 2677,7—2677,9 m napotkano wkładkę wapienną z masowo występującymi członami liliowców.

W opisanych wyżej utworach H. Tomczyk (1966, 1968, 1969) wydziela, na podstawie występujących tu graptolitów, górny ludlow i post-

URSYNÓW-1

PIONKI-1

PIONKI-4

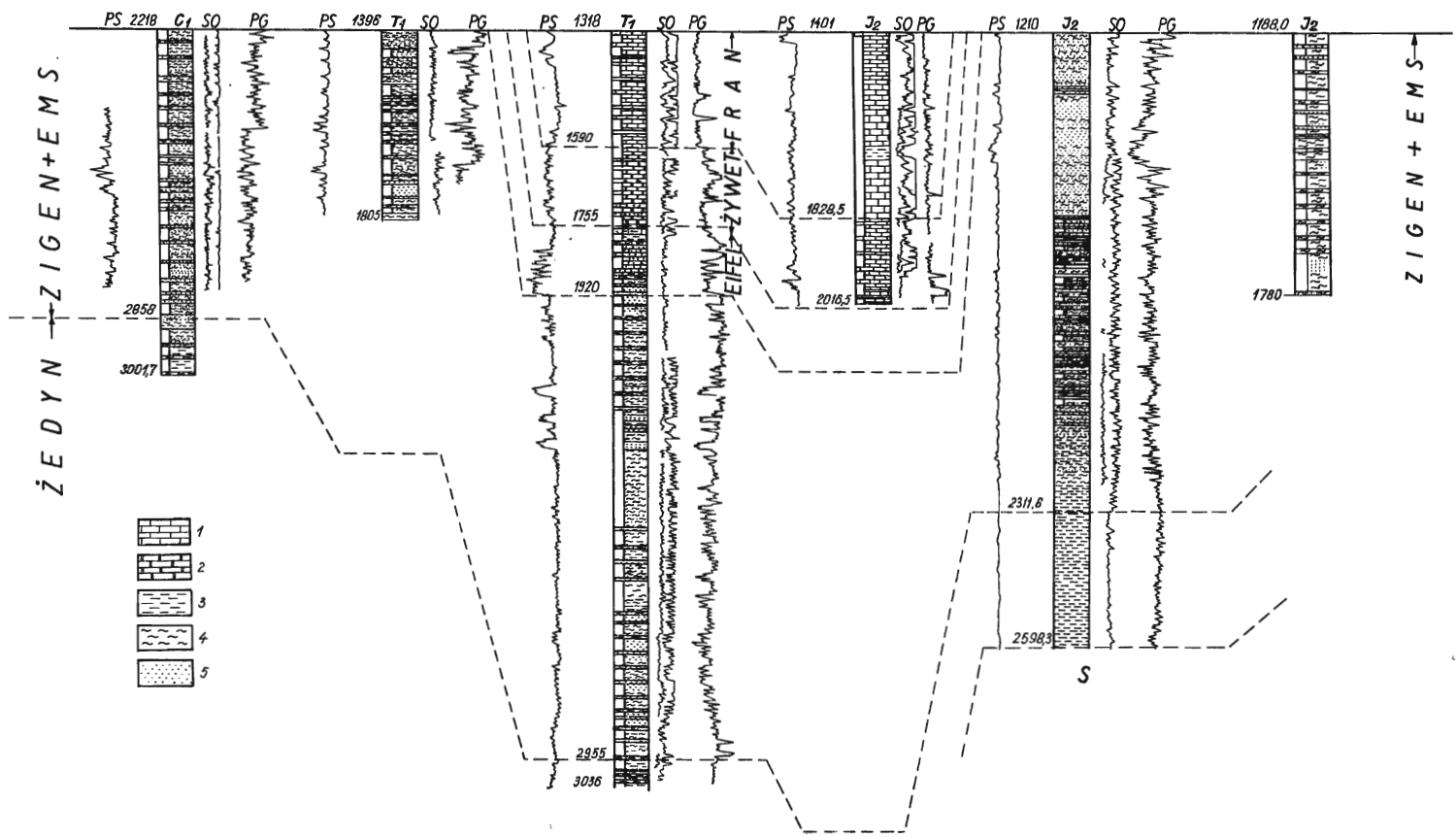
PIONKI-5

CIEPIEŁÓW 1G-1

ŁAGÓW-2

Ż E D Y N — Z I G E N + E M S .

Z I G E N + E M S —



ludlow. Do górnego ludlowu autor ten zalicza kompleks osadów leżący na głęb. 2721,0—3000,0 m, a do postludlowu — na głęb. 2598,3—2721,0 m.

W kompleksie zaliczanym do górnego ludlowu H. Tomczyk (1969) stwierdził obecność gatunku *Monograptus ex gr. formosus* Bouček, która to forma, jego zdaniem, wchodzi w obręb bogatego i silnie zróżnicowanego zespołu graptolitów, dokumentującego górnołudlowski wiek osadów.

L. Teller (1969) na podstawie graptolitów wyróżnił horyzont *Monograptus formosus* ograniczony do pionowego zasięgu tego gatunku. Z przeprowadzonej następnie wnikliwej analizy występowania tego gatunku w Europie i w krajach pozaeuropejskich doszedł do wniosku, że spąg horyzontu *Monograptus formosus* wyznacza granicę między ludlowem a postludlowem. Tym samym cały kompleks osadów w profilu otworu Ciepeliów IG-1, ze stwierdzoną w spągowej partii osadów (głęb. 2938,0 m) formą *Monograptus ex gr. formosus* Bouček, L. Teller (1969) zaliczył do postludlowu.

W pracy niniejszej wiek osadów sylurskich, nawierconych w profilu otworu Ciepeliów IG-1, przyjmuję za L. Tellerem jako postludlow.

### *Devon*

Osady dewonu stwierdzone w profilach otworów wiertniczych Ursynów 1, Pionki 1, 4 i 5, Łągów 1 oraz Ciepeliów IG-1 reprezentują, za wyjątkiem famenu, wszystkie pozostałe ogniwa tego systemu (fig. 2). Ponadto osady dewońskie napotkano w profilu wiercenia Zwoleń 1 na głęb. 1271,0 m, lecz odwiercono tu zaledwie 65,1 m, a ich wiek nie jest dokładnie sprecyzowany.

### *Żedyn*

Udokumentowane faunistycznie osady tego wieku występują w profilu otworu Ciepeliów IG-1, a ponadto stwierdzono je w profilach wierceń Pionki 4 i Ursynów 1.

W profilu otworu Ciepeliów IG-1 występują one na głęb. 2311,6—2598,3 m. Są to głównie iłowce pelityczne, ciemnoszare, o zmiennej

Fig. 2

Korelacja karotażowa dewonu rejonu Pionki-Zwoleń

1 wapień, 2 dolomity, 3 iłowce, 4 mułowce, 5 piaskowce

Electric logging correlation of the Devonian in the Pionki-Zwoleń region

1 limestones, 2 dolomites, 3 siltstones, 4 mudstones, 5 sandstones

wapnistości z wkładkami wapieni organodetrytycznych i mułowców wapnistych. Iłowce są często silnie spękane i zlustrowane, a upady wynoszą od 15 do 45°. W skałach tych spotyka się liczne żyłki kalcytu. Fauna rozmieszczona jest dość nieregularnie. Najliczniej spotyka się ją w stropowej partii, podczas gdy ku dołowi wyraźnie ubożeje. Występują tu tentakulity, małże, małżoraczki, ortocerakony, krynoidy, trylobity, brachiopody i wielkoraki.

Ze stwierdzonego zespołu fauny dla ustaleń stratygraficznych najważniejsze okazały się trylobity i tentakulity. Na podstawie pierwszych E. Tomczykowa (*vide* Tomczyk 1968) wydzieliła kilka poziomów trylobitowych. H. Tomczyk (1968, 1969) i L. Miłaczewski (1969), uwzględniając powyższe, ustalili strop żedynu na głębokości 2210,3 m, natomiast B. Hajłasz (1968), analizując rozmieszczenie tentakulitów w profilu otworu, wyznacza strop żedynu na głęb. 2311,6 m. Stwierdziła ona bowiem występowanie w przedziale 2406,0—2311,6 m zespołu tentakulitów podobnego do znanego z Podola i obszaru nadbałtyckiego z warstw równowiekowych warstwom bostowskim z Gór Świętokrzyskich, które zaliczane są do żedynu.

Powyżej głęb. 2311,6 m występuje już, zdaniem B. Hajłasz (1968), zespół tentakulitów wieku zigeńskiego. Tak więc paleontologicznie udokumentowana granica żedyn/zigen przebiega na głęb. 2311,6 m.

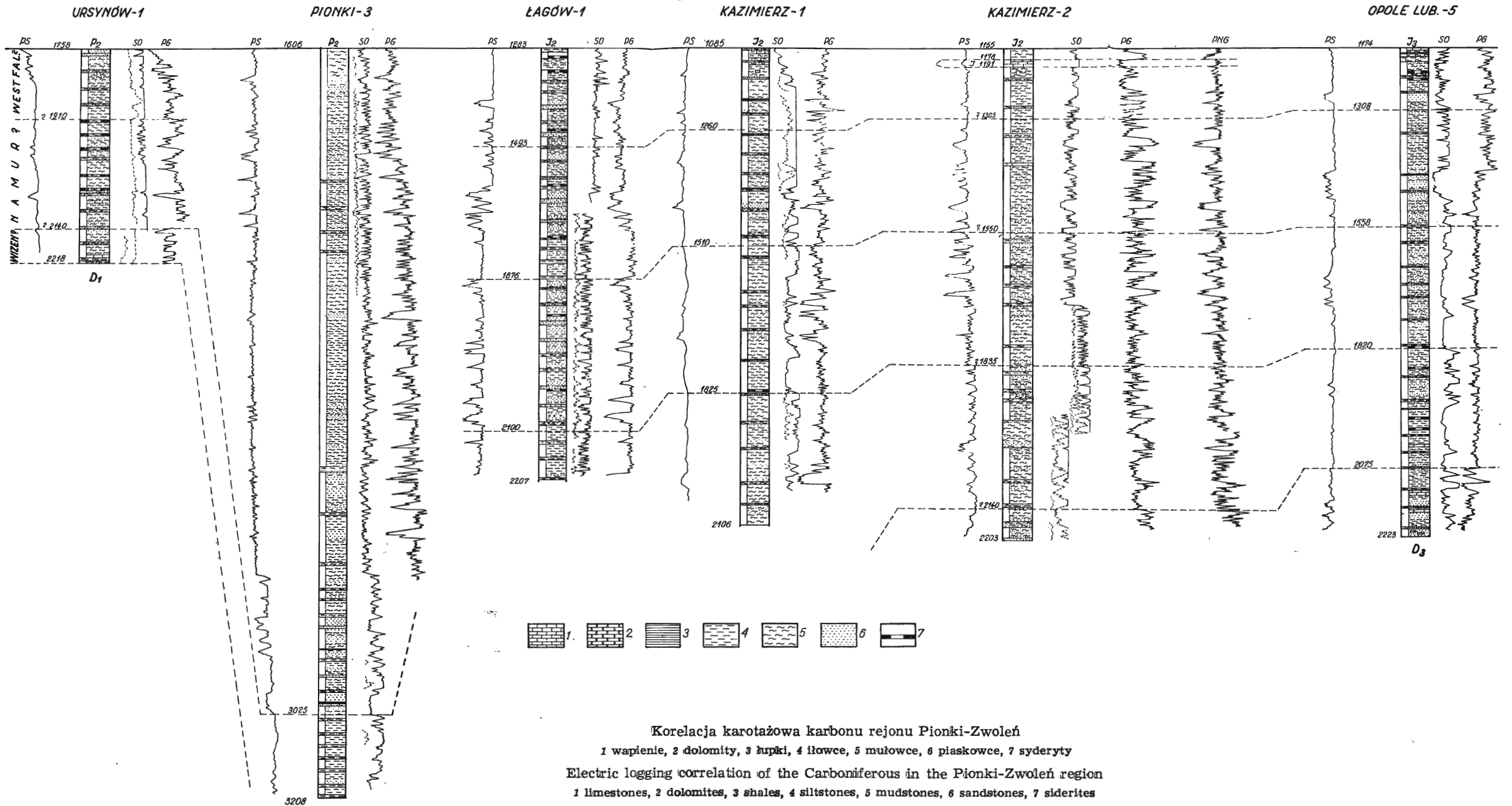
W profilu otworu Pionki 4 do żedynu górnego H. Łobanowski (1967a) zalicza około 81 m miąższości nieprzebity kompleks osadów stwierdzony na głęb. 2955,0—3036,4 m. Pomierzone w nim upady wynoszą od 40 do 70°. Jest on wykształcony jako ciemnoszare, bezwapniste iłowce z cienkimi wkładkami wapieni. W utworach tych napotkano dość liczną faunę z tym, że w iłowcach występują przeważnie małże, natomiast we wkładkach wapiennych — brachiopody. Z małżów oznaczono: *Grammysia cf. expansa* Beushausen oraz *Paleoneilo beushauseni* Kegel.

Osady żedynu nawiercono również, według L. Tellera (informacja ustna), w spągowej części profilu otworu Ursynów 1. Stwierdzono tu na głęb. 2858,0—3001,7 m osady mułowcowo-piaszczyste (głęb. 2858—2913 m) przechodzące ku dołowi w iłowce (głęb. 2913—3001,7 m). Napotkane liczne małże oraz rzadkie tentakulity nie zostały jeszcze szczegółowo opracowane.

### *Zigen i ems*

Osady tego wieku w profilach otworów Ciepeliów IG-1, Łągów 2 i Pionki 1 występują bezpośrednio pod przykryciem mezozoicznym, w profilu otworu Pionki 4 pod eiflem, z którym pozostają w ciągłości sedymentacyjnej, natomiast w profilu wiercenia Ursynów 1 osiągnięte zostały pod dolnym karbonem.





W profilu wiercenia Ciepiałów IG-1 omawiane utwory występują na głęb. 1210,0—2311,6 m. Zaczynają się one mułowcami barwy szarej o zmiennej wapnistości, miejscami są one silniej zapiaszczone lub posiadają zwiększoną domieszkę substancji ilastej. Występują tu również wkładki szarych organodetrytycznych wapieni. Niekiedy są one twarde, dolomityczne i zawierają dość liczne małże, tentakulity i brachiopody oraz pionowe rurki robaków. Mułowce przeławicane są skałami ilastymi i piaskowcami kwarcowymi, jasnoszarymi, drobnoziarnistymi o spoiwie dolomitycznym. Ku górze zwiększa się udział piaskowców często przekątnie lub równolegle warstwowanych. Obserwowane upady wynoszą od 25 do 45°.

Od głębokości 2021,0 m zaznacza się większa jednorodność skał. Dominują mułowce szarozielonawe i wiśniowe, sporadycznie przewarstwiane piaskowcami kwarcowymi, drobnoziarnistymi, smugowane muskowitem i biotytem, rzadziej ciemnoszarymi iłowcami. Upady wynoszą od 5 do 35°, lecz najczęściej 15—25°.

Na głębokości 1815,0 m ponownie pojawiają się piaskowce kwarcowe, w których występują pionowe spękania często wypełnione kalcytem i drobnymi kryształkami pirytu. W stropowej partii odwierconego profilu przeważają piaskowce szare, drobnoziarniste i iłowce pstre, szarozielone, wiśniowopopielate z przerostami mułowców. Są często pokruszone i zlustrowane, a pomierzone upady wynoszą około 15°. Na powierzchniach warstw widoczne są ślady pełzania, spływy i różne inne struktury sedymentacyjne. W iłowcach spotyka się szczątki flory psylofitowej oraz fragmenty kości kręgowców.

W serii mułowcowo-piaszczystej, ciemnoszarej z głęb. 2311,6—2135,8 m B. Hajłasz (1968) stwierdziła obecność tentakulitów, które w przedziale 2311,6—2212,9 m występują masowo. Są to: *Tentaculites gyrocanthus* Eaton, *T. cf. attenuatus* Hall, *T. cf. antarcticus* Fischer, *T. formosus* Hajłasz, *T. obsimilis* Hajłasz, *T. mirabilis* Hajłasz. Wyżej są one już nieliczne i obserwuje się wyraźne zubożenie gatunków.

Zdaniem B. Hajłasz (1968), oznaczone gatunki dokumentują zigeński wiek, a wyraźne zubożenie tentakulitów oraz towarzyszącej im pozostającej fauny, począwszy od głęb. 2212,9 m, wskazuje na zmianę warunków morskich na śródlądowe.

W serii leżącej wyżej, aż do stropu omawianych osadów, stwierdzono obecność kolców płetwowych *Machaeracanthus* sp. oraz płytki kostne *Psammosteus* sp., które według A. Krassowskiej i J. Kulczyckiego (1963) mogą wskazywać na przynależność tych osadów do emsu.

O dolnodewońskim wieku osadów świadczą również znalezione przez L. Jakubowską (1968) fragmenty *Drepanophycus spinaeformis* Goepfert i *Psilophyton goldschmidti* Halle oraz prymitywne megaspory.

Podobny profil jak w wierceniu Ciepiałów IG-1 stwierdzono również w otworze Pionki 1, gdzie pod triasem od głęb. 1396,0 m występuje

kompleks skał iłowcowo-mułowcowo-piaszczystych emsu i zigeny górnego, który nie został przebity do głęb. 1805,0 m. Zaczyna się on bezwapnistymi mułowcami barwy ciemnozielonawej lub fioletowobrunatnej. Miejscami widoczne jest laminowanie biotytem oraz spotyka się przewarstwienia drobnoziarnistego, twardego piaskowca kwarcowego barwy szarozielonkawej z biotytem i niekiedy drobnym pirytem. Piaskowce te posiadają miejscami uwarstwienie krzyżowe, a w stropie częste są wkładki pstrych iłowców.

W stropowej partii zauważa się również ślizgi, zlustrowania i spękania oraz spływy i ślady rozmywania. Upady wahają się w granicach od 20 do 30°. Występują tu również szczątki flory i wtrącenia pirytu, a w mułowcach limonityczne konkretje o średnicy do 5 mm.

Najpełniejszy profil utworów zigeny i emsu w rejonie Pionki-Zwoleń uzyskano w otworze Pionki 4. Zdaniem H. Łobanowskiego (1967a), utwory te przewiercono na głęb. 2955,0 m, gdzie leżą one bezpośrednio na żedynie górnym, a przykryte są od głęb. 1920,0 m osadami eiflu.

Zigen zaczyna się ciemnymi iłowcami z wkładkami szarych wapieni oraz jasnoszarych piaskowców i szarych mułowców, które występują do głęb. 2700,0 m, a pomierzone w nich upady wynoszą od 15 do 20°. W iłowcach występują małże, a w wapieniach brachiopody. Oznaczono stąd: *Acrospirifer* aff. *baujeani* Ceclard i *Pterinea (Tolmaia) lineata erecta* Dahmer. Obie formy, zdaniem H. Łobanowskiego (1967a), pozwalają zaliczyć te osady do dolnego zigeny.

Na głębokości 2700,0—1920,0 m występuje kompleks skał charakteryzujących się pstrym zabarwieniem i przekątnym warstwowaniem. Pomierzone w nich upady wynoszą od 20 do 35°. Są to drobnoziarniste, jasnoszare piaskowce, często żółtawe lub białawe o zmiennej wapnistości. Przeławiczone są one ciemnoszarymi, seledynowoszarymi, wiśniowoszarymi, na ogół bezwapnistymi mułowcami o warstwowaniu równoległym, bądź przekątnym. Partiami mułowce są silniej zapiaszczone, a lokalnie zlustrowane. W strefach zlustrowanych obserwuje się wzrost upadów do 60—70°. Czasem spotyka się też wkładki iłowców szarych lub zielonawych z wiśniowymi plamami, słabo wapnistych, z przewarstwieniami piaskowców i mułowców.

W profilu otworu Łągów 2 utwory zigeny i emsu występują na głęb. 1888,0—1760,3 m. Są to pstre mułowce sporadycznie przeławiczone drobnoziarnistymi piaskowcami o spoiwie ilasto-dolomitycznym i przekątnym warstwowaniu. Upady w całej serii zmieniają się w granicach od 40 do 70°. W mułowcach spotyka się gruzły dolomityczne, ślady spływów, płaszczyny poślizgów i spękania. W osadach tych napotkano jedynie szczątki zwęglonych roślin, a próbki pobrane do analiz mikrofaunistycznych nie dały pozytywnych wyników. Nie napotkano również szczątków organicznych w płytkach cienkich wykonanych z prób pobranych z głęb. 1405,0—1501,0 m. Brak jest zatem podstaw paleontologicznych do określenia wie-

ku tych osadów. Zaliczenie ich do dolnego dewonu (zigen—ems) oparte jest na porównaniu z analogicznie wykształconymi osadami, występującymi w profilu wiercenia Ciepeliów IG-1, które są udokumentowane faunistycznie.

W profilu otworu Ursynów 1 osady zigenu i emsu stwierdzone zostały na głęb. 2218,0—2858,0 m. Reprezentują je mułowce ciemnoszare, szarzielone czasami czekoladowowisniowe, mikowe, twarde, partiami zlustrowane. Przewarstwiają je piaskowce kwarcowe, jasnoszare, drobnoziarniste, często smugowane zwęglonym detrytusem roślinnym. W mułowcach spotyka się nieliczne skupienia i gniazda pirytu.

### Eifel

Utwory tego wieku stwierdzono jedynie w profilu wiercenia Pionki 4. Leżą one tu na głęb. 1755,0—1920,0 m i wykształcone są jako jasnoszare, słabo wapniste piaskowce z rzadkimi przeławiczeniami ciemnoszarych mułowców, których ilość wzrasta ku górze. Z fauny napotkano jedynie ramienionogi i trochity. Stropową partię osadów tworzą szare, margliste wapienie często piaszczyste, w których spotyka się trochity oraz przekryształizowane skorupki brachiopodów. Spośród tych ostatnich H. Łobanowski (1967a) cytuje: *Uncinulus coronatus* (Kayser), *Eoreticularia aviceps* (Kayser) i *Euryspirifer supraspeciosus* (Lotze).

Poglądy na dolną i górną granicę eiflu w profilu wiercenia Pionki 4 nie są uzgodnione. W niniejszej pracy obie granice przyjęto według H. Łobanowskiego (1967a). Górną na głęb. 1755,0 m, a dolną — 1920,0 m. L. Miłaczewski (1969) natomiast uważa, że osady eiflu w analizowanym profilu występują na głęb. 1680,0—1820,0 m. Włącza on do tego piętra także jasnoszare piaskowce o spoiwie wapnistym, które zgodnie z ustaleniami H. Łobanowskiego (1967a) należą już do żywetu.

Przesunięcie górnej granicy do głęb. 1680,0 m uwarunkowane jest, zdaniem L. Miłaczewskiego (1969), względami praktycznymi, to znaczy łatwością jej wyznaczenia na wykresach profilowania geofizycznego.

Dolną granicę eiflu wyznacza L. Miłaczewski (1969) na głęb. 1820,0 m, to jest o sto metrów wyżej aniżeli H. Łobanowski (1967a). Postawienie tej granicy zaledwie 24 m poniżej miejsca występowania przewodniej dla górnego eiflu formy *Euryspirifer supraspeciosus* (Lotze) jest mało przekonywające. Wydaje się, że leżący na głęb. 1820,0—1920,0 m kompleks piaskowców z siewką roślinną i trudnymi do oznaczenia brachiopodami można zaliczyć jeszcze do eiflu, jak to czyni H. Łobanowski, tym bardziej że leżące niżej pstre osady tworzą oddzielny cykl sedymentacyjny.

## Żywet

W profilu wiercenia Pionki 4 utwory żywetu napotkano na głęb. 1755,0—1590,0 m. Reprezentowane są one tutaj przez szare dolomity, często piaszczyste, zawierające w spągu wkładki piaskowców i mułowców. Podobne wykształcenie osadów żywetu napotkano również w otworach usytuowanych w rejonie Opola Lubelskiego. Zostały one tutaj dobrze udokumentowane paleontologicznie, podczas gdy w profilu otworu Pionki 4 brak jest takiej dokumentacji, co jest powodem rozbieżnych poglądów na miąższość jak i na granice stratygraficzne.

Dolną granicę żywetu w profilu wiercenia Pionki 4 wyznaczono na głęb. 1755,0 m w oparciu o analizę karotażu. Granica ta przebiega w stropie serii ilastej. Poniżej wyznaczonej granicy, w odcinku rdzeniowanym na głęb. 1759,3—1765,2 m H. Łobanowski (1967a) stwierdził obecność brachiopodów charakteryzujących eifel. Górną granicę natomiast ustalono poniżej serii wapieni z koralowcami i piaszczystych dolomitów również z koralowcami (*Amphipora* sp.), które należą najprawdopodobniej już do franu.

Odmienne poglądy na przebieg dolnej granicy żywetu przedstawia L. Miłaczewski (1969), który wyznacza ją na głęb. 1680,0 m, to jest w stropie wapnistych piaskowców. W tym miejscu bowiem zaznacza się wyraźna zmiana zapisu krzywych karotażowych. Górną granicę autor ten prowadzi podobnie, jak to przyjęto w niniejszym opracowaniu, to znaczy na głęb. 1590,0 m.

H. Łobanowski (1967a) natomiast strop żywetu wyznaczył na głęb. 1378,0 m zaliczając tym samym do tego piętra kompleks wapieni i dolomitów z koralowcami. W ten sposób miąższość żywetu określił on na 437 m. Omawiany obszar charakteryzował się jednak w żywocie wyraźnie zmniejszoną subsydencją, co spowodowało, że miąższość tego piętra na obszarze lubelskim jest dość wyrównana i wynosi około 200 m. Przyjęcie zatem dla żywetu w otworze Pionki 4 miąższości ponad dwukrotnie większej niż na pozostałym obszarze Lubelszczyzny nie wydaje się uzasadnione. Autor niniejszej pracy uważa, że wymienione wyżej wapienie i dolomity z koralowcami, nie zawierające fauny przewodniej, należą już do franu. Strop żywetu przebiegałby więc na głęb. 1590,0 m to jest w miejscu, w którym na wykresach karotażowych PS i PG widoczna jest wyraźna zmiana w charakterze ich zapisu (fig. 2). W tym ujęciu miąższość żywetu wynosi tylko 165 m.

W profilu otworu Pionki 5 osady żywetu osiągają zbliżoną wartość 188 m i występują na głęb. 1828,5—2016,5 m. Wykształcone są one w postaci ciemnoszarych i szarobeżowych wapieni z przeławiczeniami pstrych iłowców i mułowców w partii spągowej. W osadach tych napotkano liczną faunę, spośród której H. Łobanowski (1967b) oznaczył: *Spinatrypa?* sp.,

*Atrypa?* sp., *Atrypa* cf. *subtrigonalis* Biernat, *Productella subaculeata* (Murch.), *Productella* aff. *subaculeata* (Murch.), *Gypidula* sp.

Wymienione gatunki wskazują jednoznacznie na przynależność analizowanych osadów do żywetu.

W omawianym profilu spąg utworów żywetu nie został osiągnięty. Z porównania miąższości osadów tego wieku występujących w profilu otworu Pionki 4 wynika, że dolna granica żywetu w profilu wiercenia Pionki 5 może przebiegać na jego końcowej głębokości, to znaczy 2016,5 m, względnie nieznacznie niżej. Górną granicę natomiast autor niniejszego przyjmuje umownie na głęb. 1828,5 m. Powyżej tej głębokości bowiem, na odcinku 428,5 m, nie uzyskano rdzeni. Kolejny rdzeń pochodzi dopiero z interwału 1401,0—1403,0 m. Są to ciemnoszare wapienie reprezentujące już prawdopodobnie fran.

### *Fran*

W ramach omawianego obszaru występuje prawdopodobnie jedynie w profilach otworów Pionki 4 i 5. W obu przypadkach wydzielenie tego piętra oparto na analogiach z obszarami sąsiednimi, gdyż brak jest dobrej dokumentacji paleontologicznej.

W profilu wiercenia Pionki 4 do franu zaliczono kompleks osadów węglanowych o miąższości 212 m stwierdzonych na głęb. 1590,0—1378,0 m. Są to szarobeżowe, zielonawe lub różowawe wapienie drobnokrystaliczne z nieregularnymi wkładkami iłowców i licznymi skupieniami kryształków pirytu. Spotyka się w nich koralowce *Tetracoralla* i *Amphipora*.

W profilu otworu Pionki 5 do franu zaliczono osady z głęb. 1401,0—1828,5 m. Wykształcenie litologiczne tych utworów rozpoznane zostało jedynie na głęb. 1401,0—1403,0 m, gdyż tylko z tego interwału pobrano został rdzeń. Występują tu ciemnoszare wapienie z cienkimi wkładkami ciemnoszarych iłowców podkreślających ich równoległe warstwowanie. Poniżej, do głęb. 1828,5 m przyjętej w niniejszej pracy za dolną granicę franu, nie pobrano rdzeni, a charakter litologiczny osadów odtworzono z wykresów geofizyki wiertniczej. Są to prawdopodobnie wapienie z przeławiczeniami iłowców.

### *Karbon*

Rozpoznanie utworów karbońskich na omawianym obszarze jest stosunkowo słabe. Na występujących po wschodniej stronie dyslokacji Ursynów-Kazimierz osadach karbońskich zlokalizowano jedynie 7 głębokich wierceń, z których tylko otwór Ursynów 1 osiągnął spąg tych utworów. Wszystkie wiercenia rdzeniowane były fragmentarycznie, a tylko z niektórych serii piaskowcowych posiadających charakter warstw

kolektorskich pobierane były rdzenie w większym zakresie. W żadnym z wierceń uzysk rdzenia nie przekroczył 20%. Z uwagi na powyższe, uzyskany materiał dokumentacyjny pozwala jedynie na ogólne rozpoznanie profilu litostratygraficznego. Dotychczas stwierdzono na omawianym obszarze występowanie wizenu górnego, namuru i westfalu (fig. 3).

### *Wizen górny*

Paleontologicznie udokumentowane osady tego wieku rozpoznane zostały w profilu otworu Pionki 3, a ich obecność w profilach otworów Ursynów 1 i Kazimierz 2 jest prawdopodobna. W najbliższym sąsiedztwie dobrze udokumentowane faunistycznie osady wizeńskie opisane zostały przez K. Korejwo i L. Tellera (1968a, 1971) z profilu wiercenia Opole Lubelskie 5 oraz z kilku profili otworów usytuowanych w obrębie struktury Dębina.

W profilu otworu Pionki 3 wizen nawiercony został na głęb. 3025,0 m i nie został przewiercony do głęb. 3208,0 m. Reprezentuje go tu dość jednolity kompleks osadów piaszczysto-ilasto-mułowcowych z licznie rozproszoną miką i zwęglonymi fragmentami roślin. W kompleksie tym K. Mrozek i E. Wandas (1969) stwierdzili na głęb. 3147,2—3152,5 m obecność małża *Posidonia becheri* Bronn, a na głęb. 3067,1—3071,6 m licznych, lecz pokruszonych szczątków małżów z rodzaju *Posidonia*.

Występowanie utworów wizenu w profilu wiercenia Ursynów 1 nie jest ewidentne. A. M. Żelichowski (1969b) przyjmuje obecność osadów tego wieku z uwagi na ich podobieństwo litologiczne do udokumentowanych profili z terenów przyległych. Ocenia on miąższość osadów wizenu w tym profilu na około 110 m.

Do wizenu, zdaniem autora niniejszej pracy, w profilu wiercenia Ursynów 1, zaliczyć można leżące na dewonie dolnym wapienie organodetrytyczne z krynoidami, przeławiczone stalowoszarymi iłowcami poprzerałymi silnie pirytem. W skałach tych na głęb. 2206,3—2213,0 m K. Korejwo (informacja ustna) znalazła dwa nieoznaczalne produkty. Wyżej występują mułowce i piaskowce z detrytusem zwęglonej flory, przykryte wapieniami ze szczątkami fauny. W wapieniach na głęb. 2102,1—2109,2 m K. Korejwo napotkała ułamki goniatyków wskazujące na dolny namur.

Przyjmując za K. Korejwo wizeński wiek wapieni organodetrytycznych występujących na głęb. 2206,5—2213,0 m, a za namurski — wapieni z fauną z głęb. 2102,1—2109,2 m wydaje się, że granica namur/wizen przebiega w przedziale 2109,2—2206,5 m. Z analizy krzywych geofizyki wiertniczej (fig. 3) granicę tę przyjęto umownie na głęb. 2140,0 m. Miąższość wizenu osiąga więc wartość około 78 m.

Występowanie wizenu w profilu otworu Kazimierz 2 nie jest pewne. Brak jest tu bowiem dokumentacji paleontologicznej, a nietypowy zapis

krzywych karotażowych nie daje również dostatecznych podstaw dla jego wydzielenia. Tym niemniej, jak wynika z analizy rozwoju miąższości dolnego namuru w pobliskich otworach wiertniczych, występowanie wizenu w profilu otworu Kazimierz 2 jest bardzo prawdopodobne, a jego strop może występować tu na głęb. około 2140,0 m.

Spąg wizenu nie został zapewne osiągnięty, gdyż wiercenie zakończone zostało na głęb. 2203,0 m.

Litologicznie wizen reprezentuje tu około 63-metrowej miąższości monotony kompleks naprzemianległych mułowców ciemnoszarych, twardej, zapiaszczonych i piaskowców szarych bardzo drobnoziarnistych, zbitych, o lepszczu krzemionkowo-ilastym.

W profilu otworu Opole Lubelskie 5 utwory wizenu górnego reprezentuje seria piaszczysto-iłowcowo-mułowcowa z przeławiczeniami wapieni szarych, zbitych z krynoidami oraz wapieni piaszczystych, ciemnoszarych z wpryśnięciami pirytu. W obrębie skał piaszczysto-mułowcowych występuje dość liczna mika i zwęglony detrytus roślinny. W iłowcach szarych i ciemnoszarych spotyka się wkładki łupków węglistych i smugi sydereityczne. K. Korejwo i L. Teller (1968a) podają stąd przewodnie gatunki dla górnego wizenu. Strop wizenu górnego autorzy ci stawiają na głęb. 2095,0 m, powyżej której znaleźli faunę przewodnią dla namuru. Spąg osadów wizenu autorzy ci przyjmują natomiast orientacyjnie na głęb. 2222,5 m, poniżej której, ich zdaniem, leżą już osady górnego dewonu.

W rejonie struktury Dęblina wizen górny reprezentują czarne, margliste wapienie oraz ciemne wapniste iłowce, które w profilu wiercenia Dęblin 9 osiągają miąższość 37 m, a w profilu otworu Dęblin 6 — 73 m. W osadach tych (Korejwo & Teller 1971) występuje liczna przewodnia fauna.

### Namur

Występuje on we wszystkich otworach nawiercających karbon, ale dokumentację paleontologiczną posiadają jedynie osady tego wieku stwierdzone w profilu wiercenia Kazimierz 1 (Korejwo & Teller 1968b), a w najbliższym sąsiedztwie w profilu otworu Opole Lubelskie 5 oraz w obrębie struktury Dęblina (Korejwo & Teller 1968a, 1971).

W profilu otworu Kazimierz 1 namur występuje na głęb. 1260,0—2106,0 m i reprezentowany jest przez czarne iłowce i mułowce z przeławiczeniami piaskowców. K. Korejwo i L. Teller (1968b) na podstawie występującej tu fauny wydzieliли namur dolny i górny. W namurze dolnym na głęb. 1825,0—2106,0 m autorzy ci stwierdzili obecność między innymi *Homoceras* cf. *beyrichianum* (d’Kon.) — zona goniatytowa *H* namuru *A*. Z namuru górnego cytują natomiast między innymi charakterystyczny dla namuru *B* zony *R*<sub>1</sub> — *Homoceras* cf. *moorei* Bouck.



Z analizy krzywych karotażowych można przyjąć, że osady namuru *B* występują na głęb. 1510,0—1825,0 m. Wyżej, do spągu westfalu wyznaczono tu na głęb. 1260,0 m, leżą utwory namuru *C*.

W profilu otworu Kazimierz 2 ustalenie granic stratygraficznych w obrębie osadów namuru było bardzo utrudnione. Przyczyną tego jest brak dokumentacji paleontologicznej oraz nietypowy zapis na wykresach geofizyki wiertniczej, spowodowany zapewne bliskością strefy dyslokacyjnej stwierdzonej w stropie osadów karbonu (fig. 3).

Jedynie na głęb. 1904,0 m A. M. Żelichowski (informacja ustna) stwierdził występowanie *Eumorphoceras* cf. *pseudobiline* Bisat, formy przewodniej dla namuru *A*. Z analizy miąższości poszczególnych poziomów namuru w profilach sąsiadujących otworów wynika jednak, że na omawianym obszarze występują również osady namuru *B* i *C* (fig. 3).

W profilu otworu Ursynów 1 utwory namuru *A* — *C* występują prawdopodobnie poniżej głęb. 1910,0 m. Według informacji ustnej K. Korrejwo, w rdzeniu z głęb. 2102,1—2109,2 m występują w wapieniach ułamki goniatytów prawdopodobnie dolnonamurskich. Wyżej leżą mułowce z wkładkami piaskowców, w których na głęb. 1910,0—1916,6 m stwierdzono występowanie fauny już o charakterze górnonamurskim (namur *C*). Orientacyjna miąższość namuru przekracza w tym otworze 230 m.

O ile górna granica (z westfalem) jest stosunkowo pewna, to dolna ma raczej charakter umowny i przyjęto ją na głęb. 2140 m.

W profilach otworów Pionki 2 i 3 osady górnego karbonu charakteryzują się monotonnym wykształceniem. Są to skały piaszczysto-mułowcowo-ilaste zawierające liczne szczątki flory, a między innymi łodygi kalamitów. Kompleks ten obejmuje prawdopodobnie namur i westfal dolny. Mało zmienny rozwój tego kompleksu nie dał podstaw do posłużenia się wykresami geofizyki wiertniczej dla wyznaczenia granic stratygraficznych, a badania mikrofaunistyczne nie dały również pozytywnych wyników.

W profilu otworu Łągów 1 namur, według korelacji karotażowej, rozpoczyna się na głęb. około 1493,0 m i do końcowej głębokości wiercenia (2207,0 m) nie został przebity. Biorąc pod uwagę miąższość osadów namuru w tym otworze, która wynosi 714 m, przypuszczam, że występuje tu zarówno namur dolny jak i górny. W profilu wiercenia Kazimierz 1 paleontologicznie udokumentowany namur górny posiada miąższość 565 m, a dolny nie został przebity. W profilu otworu Opole Lubelskie 5 górny namur natomiast osiąga około 512 m, zaś cały namur 767 m. Wynika z powyższego, że zbliżona miąższość w otworze Łągów 1 może odpowiadać całemu namurowi.

W rejonie struktury Dębina namur dolny wykształcony jest przeważnie w postaci ciemnych iłowców z obfitym pirytem oraz przelawiczeniami mułowców z podrzędnymi wkładkami piaskowców. Spotyka się tu ponadto rzadkie wkładki wapieni i iłowców wapnistych. Miąższość na-

muru dolnego waha się w granicach od 266 m (wiercenie Dęblin 4) do 449 m (wiercenie Dęblin 8).

Namur górny (*B* i *C*) wykształcony jest jako piaskowce oraz mułowce i iłowce. Wkładki z morską fauną są bardzo rzadkie, natomiast częściej spotyka się faunę brackiczną lub słodkowodną (Korejwo & Teller 1971). Oprócz fauny występuje także liczna flora. Stropowe partie namuru charakteryzuje obecność łupków węglistych oraz węgla. Często są także gruzły sydereytu. Miąższość namuru *B* i *C* wynosi od 426 m (wiercenie Dęblin 4) do 537 m (wiercenie Dęblin 9).

### Westfal

Występuje on prawdopodobnie we wszystkich wierceniach wykonanych na omawianym obszarze, lecz dokumentację paleontologiczną posiadają jedynie osady tego wieku w profilu otworu Kazimierz 1. Na obszarze przyległym natomiast istnieje ona w otworach usytuowanych w obrębie struktury Dęblina i w profilu wiercenia Opole Lubelskie 5 (Korejwo & Teller 1968a, 1971).

W profilu wiercenia Kazimierz 1 utwory westfalu stwierdzono na głęb. 1085,0—1260,0 m i są one tu wykształcone jako mułowce i iłowce z przeławiczeniami piaskowców. Na podstawie występującej fauny K. Korejwo i L. Teller (1968b) przyjmują, że jest to westfal dolny. Z głębokości 1118,3—1112,6 m cytują oni: *Linoproductus* cf. *latiplanus* Iwan, *Spirifer* (*Brachythyrina*) ex gr. *probus* Kot., *Metacoceras* cf. *falcatum* (Sow.), *Conularia* cf. *crustula* White.

W otworze Kazimierz 2, usytuowanym w odległości około 2 km na południe od wiercenia Kazimierz 1, wydzielone utwory westfalu nie posiadają dokumentacji paleontologicznej. Ich obecność przyjęto na podstawie porównania miąższości całego karbonu górnego ustalonej w tym otworze z udokumentowanym paleontologicznie karbonem w wierceniach Kazimierz 1. Punktem wyjścia było występowanie w otworze Kazimierz 2 na głęb. 1904,0 m goniatyta *Eumorphoceras* cf. *pseudobiline* Bisat, charakterystycznego dla namuru *A*. Z porównań wynika, że spąg westfalu w profilu wiercenia Kazimierz 2 może przypadać na głęb. około 1305,0 m. W wierceniach Łągów 1 możliwe jest także występowanie osadów tego wieku na głęb. 1283,0—1493,0 m, co wynika z analizy krzywych karotazowych.

### Perm

Utwory permu reprezentowane przez cechsztyń występują jedynie w północnej części omawianego obszaru i stwierdzone zostały tylko w profilach wierceń Ursynów 1 oraz Pionki 2 i 3 (fig. 4). We wszystkich

tych otworach rdzeniowane były one fragmentarycznie, a w przypadku wiercenia Pionki 3 pobrano tylko jeden rdzeń.

W takim układzie określenie dokładnych granic poszczególnych cyklotemów cechsztynu oraz ich stratygrafia posiadają charakter orientacyjny. J. Pokorski (1969) określa miąższość osadów permu w otworze Ursynów 1 na 102 m, a w wierceniu Pionki 3 wyróżnia tylko 20-metrowy kompleks, który w całości zalicza do wapienia cechsztyńskiego.

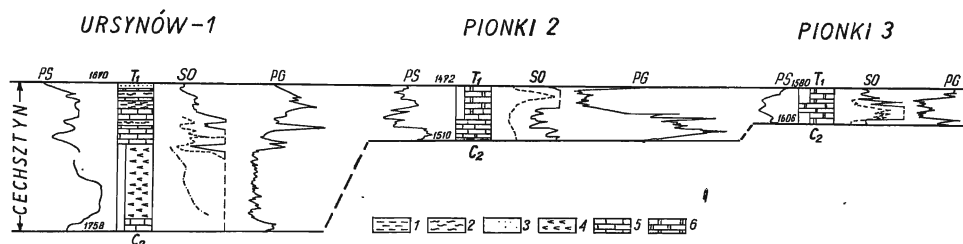


Fig. 4

#### Korelacja karotażowa permu

1 iłowce, 2 mułowce, 3 piaskowce, 4 anhydryty, 5 wapienie, 6 dolomity

#### Electric logging correlation of the Permian

1 siltstones, 2 mudstones, 3 sandstones, 4 anhydrites, 5 limestones, 6 dolomites

Występujące w stropie utworów cechsztyńskich w wierceniu Ursynów 1 warstwy przejściowe J. Pokorski wiąże z analogicznymi osadami z profilów wierzeń Ostałów, Magnuszew i Goździk, gdzie na osadach chemicznych cyklotemu  $Z_3$  leżą również serie czerwonych i pstrych iłowców. Wydzielenie tych warstw posiada, zdaniem tego autora, charakter umowny, lecz pozwala ustalić dokładniej granicę cechsztyń/trias w tym rejonie. Uważam jednak, że w otworze Ursynów 1, podobnie jak i w wierceniu Ostałów 1, utwory te należą do triasu (Senkowiczowa & Senkowicz 1969). Zaczynają się one bowiem tutaj zlepieńcem podstawowym zbudowanym z okruchów piaskowców, wapieni i anhydrytów o spoiwie ilasto-mułowcowym, na których leży 175-metrowy kompleks skał, których przynależność do triasu nie budzi wątpliwości. Podobne zresztą osady z wkładkami zlepieńców złożonych z okruchów wapieni występują również w otworze Pionki 3, powyżej granicy cechsztyń/trias wyznaczonej przez J. Pokorskiego na głęb. 1587,5 m. Przyjmuję więc, że strop utworów cechsztynu w wierceniu Ursynów 1 przypada na głęb. 1670,0 m, a w otworze Pionki 3 na głęb. 1580,0 m (fig. 4). W tym ujęciu miąższość cechsztynu w otworze Ursynów 1 wynosi 88 m, a w otworze Pionki 3 — 26 m.

W profilu otworu Pionki 2 utwory cechsztynu, według wydzieleni karotażowych, leżą na głęb. 1472,0—1510,0 m. Są one wykształcone, podobnie jak w profilu otworu Pionki 3, jako wapienie dolomityczne

z wkładkami wapieni. Z pomiarów karotażowych dokonanych na głęb. 1474,0—1490,0 m wynika, że występuje tu warstwa o oporności rzędu 40 om i porowatości 25<sup>0</sup>%, dająca się identyfikować z rdzeniami dolomitu kawernistego z otworu Pionki 3. Ponieważ, zdaniem J. Pokorskiego (1969), w otworze Pionki 3 występuje cyklotem  $Z_1$ , można przyjąć, że w profilu otworu Pionki 2 mamy do czynienia z tym samym ogniwem litostratygraficznym.

### *Trias*

Rozprzestrzenienie osadów triasu w ramach opracowanego terenu ograniczone jest do północno-zachodniej jego części (fig. 6). Utwory te rozpoznano w profilach sześciu otworów wiertniczych, a mianowicie: Ursynów 1, Pionki 1, 2, 3 i 4 oraz Zwoleń 1 (Senkowiczowa & Senkowicz 1969). Ponadto istnieje także prawdopodobieństwo ich występowania jeszcze w profilu otworu Pionki 5, lecz między osadami jury i dewonu w interwale 1368,0—1401,0 m nie pobrano próbek kontrolnych.

W wierceniach, w których osady te stwierdzono, stosowane było jedynie rdzeniowanie kontrolne, stąd też rozpoznanie litologii skał nie jest pełne. Z analizy posiadanego materiału rdzeniowego uzupełnionego danymi z geofizyki wiertniczej (fig. 5) wynika, że są tu reprezentowane wszystkie ogniwa triasu, przy czym wyraźnie zaznacza się wzrost miąższości i pełniejsze ich wykształcenie w kierunku północno-zachodnim.

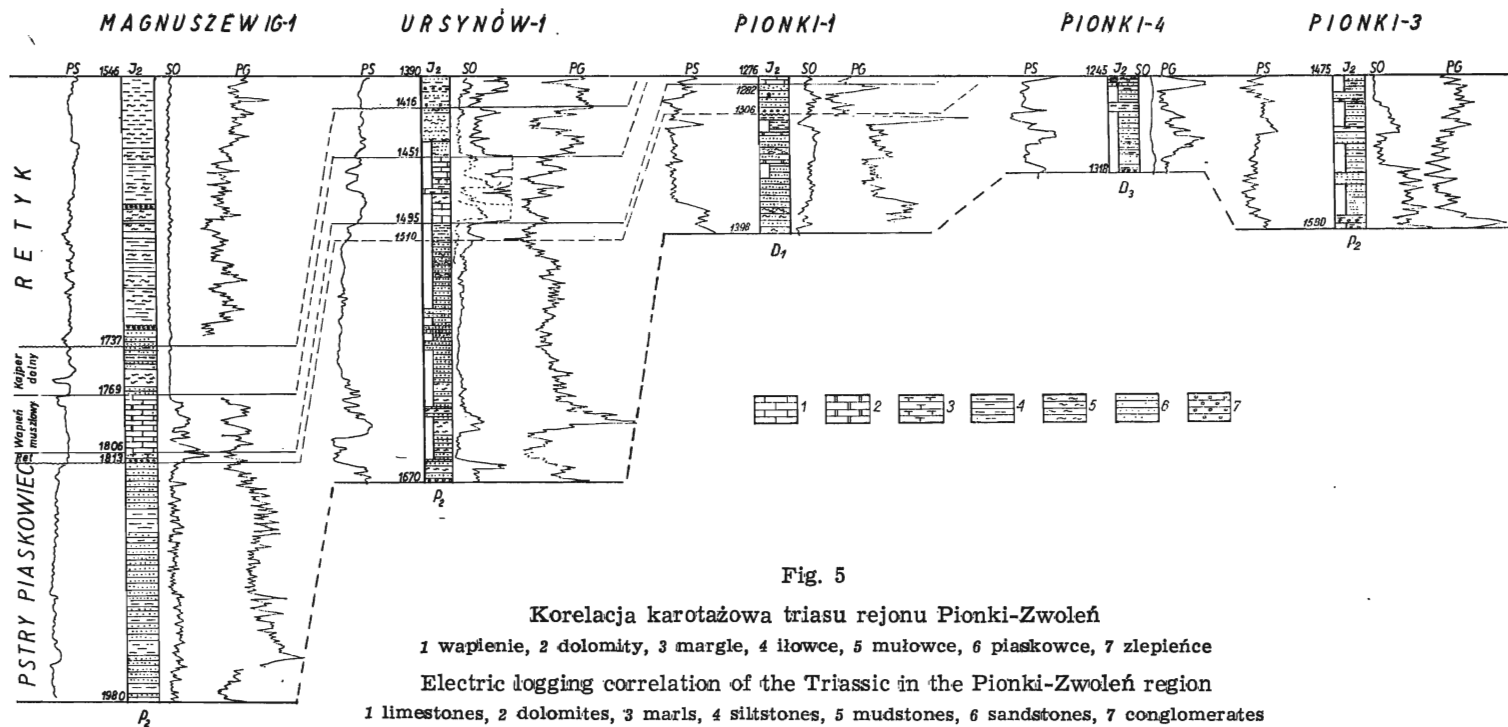
#### *Piaskowiec pstry*

Leży on na różnych ogniwach młodszego paleozoiku i wyznacza maksymalny zasięg triasu, stąd też osady te występują we wszystkich otworach, które osiągnęły trias.

W profilu otworu Ursynów 1 osady pstrego piaskowca występują na głęb. 1670,0—1510,0 m i zaczynają się 1-metrową warstwą zlepieńca złożonego z okruchów piaskowców, na których leży 80 do 95 m piaskowców marglistych barwy seledynowej z wiśniowymi plamami i wkładkami mułowców czekoladowobrunatnych. W przeławiceniach piaskowca rdzawobrunatnego napotkano około 10-centymetrową wkładkę wapieni. Kompleks ten przez analogię do pstrego piaskowca z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zalicza się do dolnego pstrego piaskowca.

Wyżej leży 65—80 m piaskowców drobnoziarnistych, bezwapienych rdzawoczerwonych z zaznaczającymi się przejściami do mułowców i z wkładkami iłów. Porównując powyższy kompleks z analogicznymi osadami z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, należy go uznać za środkowy pstry piaskowiec.

Powyżej występuje jeszcze prawdopodobnie 15-metrowa seria iłowców, co można zaobserwować analizując krzywe karotażowe. Porównując



profil osadów z otworu Ursynów 1 z lepiej poznanym profilem otworu Magnuszew IG-1, można przypuszczać, że należy ona do retu.

Całkowita miąższość pstrego piaskowca (łącznie z retem) wynosi w otworze Ursynów 1 około 175 m.

W profilu wiercenia Pionki 1 dolny i środkowy pstry piaskowiec napotkany został na głęb. 1396,0—1306,0 m i wykształcony jest jako piaskowce drobno- i średnioziarniste, szare, jasnozielonawe i jasnoróżowawe, przewarstwiane mułowcami. Miejscami występują cienkie wkładki dólomitów z miką, niekiedy natomiast piaskowce dolomityczne. Miąższość dolnego i środkowego pstrego piaskowca osiąga około 90 m.

Ret rozpoczyna się 6-metrową warstwą zlepieńców zbudowanych z otoczków kwarcytów i kwarcu o średnicy do 4 cm. Nad nimi leżą piaskowce szare średnio- i gruboziarniste ze żwirkami kwarcu, o miąższości około 18 m. W piaskowcach tych napotkano słabo zachowane odciski małżów.

Całkowita miąższość pstrego piaskowca w profilu otworu Pionki 1 wynosi około 114 m.

W profilu wiercenia Pionki 2 pstry piaskowiec występuje, według wykresów karotażowych, na głęb. 1446,0—1472,0 m. Jego wykształcenie znane jest tylko z jednego rdzeniowanego odcinka, w którym stwierdzono obecność iłowców i piaskowców barwy ceglastej, szarej i zielonawej. Dość obficie występuje w tych utworach muskowit.

W profilu otworu Pionki 3 kompleks osadów o miąższości 105 m, występujący pod jurą na głęb. 1475,0—1580,0 m, zaliczony został do dolnego i środkowego pstrego piaskowca. Są to na ogół piaskowce różowawe i ceglaste, drobno- i średnioziarniste z miką. W spągu występują cienkie wkładki zlepieńców zbudowanych z okruchów wapieni. W stropie przeważają mułowce ceglaste z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych.

W profilu wiercenia Pionki 4, również bezpośrednio pod jurą, w interwale 1245,0—1318,0 m leży 73-metrowy kompleks dolnego pstrego piaskowca, zaczynający się zlepieńcem zbudowanym z dużych otoczków kwarcu, kwarcytów i okruchów łupków ilastych. Wyżej pojawiają się piaskowce drobnoziarniste szare i różowoszare z wkładkami czerwonych iłowców, zawierające szczelinki z wysychania. W stropowej części piaskowców spotyka się pojedyncze otoczki kwarców do 1,5 cm średnicy.

W profilu otworu Zwoleń 1, będącym najdalej na południe wysuniętym punktem występowania osadów triasu, napotkano je na głęb. 1241,7—1271,0 m. W tej około 30-metrowej serii występują osady piaszczysto-ilaste, które H. Senkowiczowa i E. Senkowicz (1969) uznali za należące do dolnego pstrego piaskowca. Nie jest jednak wykluczone, że należą one do retyku, który miejscami ma wykształcenie zbliżone do pstrego piaskowca. Nie napotkano tu żadnych szczątków organicznych, które mogłyby świadczyć o wieku tej serii. Omawiane osady leżą bezpośrednio na utworach dewonu środkowego i zaczynają się mułowcami

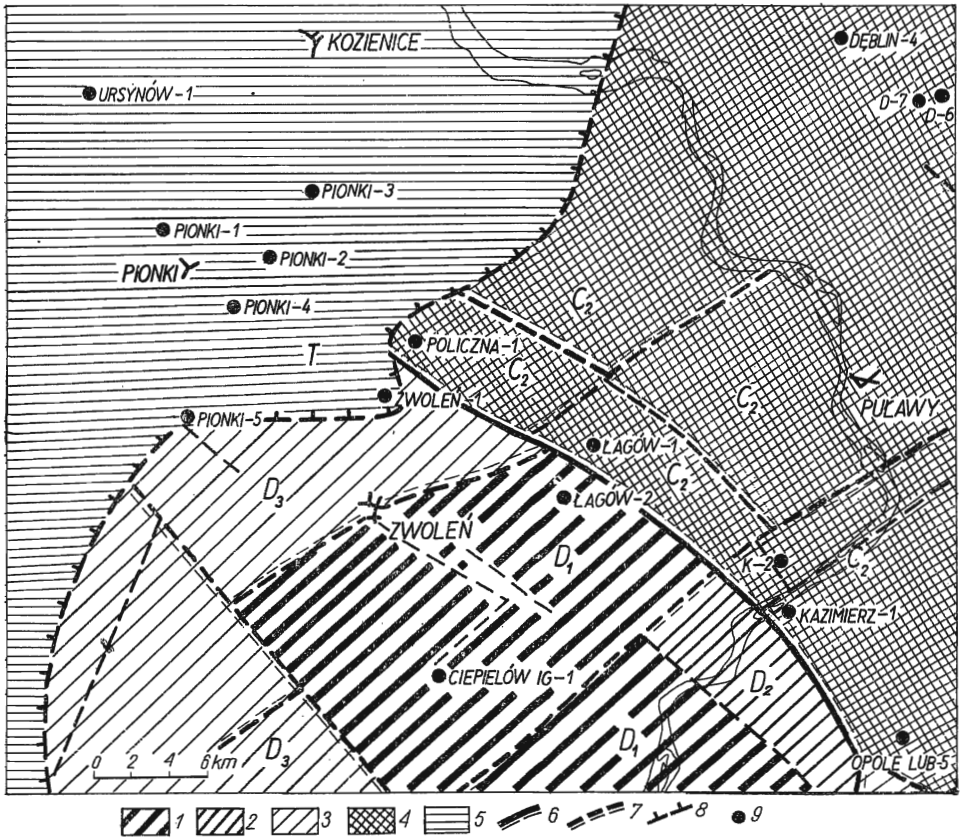


Fig. 6

Mapa geologiczna odkryta rejonu Pionki-Zwoleń bez utworów młodszych od triasu  
 1 dewon dolny, 2 dewon środkowy, 3 dewon górny, 4 karbon górny, 5 trias, 6 dyslokacje  
 stwierdzone i kierunek zrzutu, 7 dyslokacje przypuszczalne i kierunek zrzutu, 8 granica zasięgu  
 triasu, 9 otwory wiertnicze

Geological map of the Pionki-Zwoleń region without deposits younger than Triassic  
 1 Lower Devonian, 2 Middle Devonian, 3 Upper Devonian, 4 Upper Carboniferous, 5 Triassic,  
 6 observed dislocations and direction of dip, 7 hypothetical dislocations and direction of dip,  
 8 boundary of the extent of the Triassic, 9 boreholes

jasnozielonawymi, z gniazdami pirytu. Ku górze przechodzą w łupki ilaste, a następnie w jasnozielonawe i szare piaskowce drobnoziarniste, miejscami z wkładkami piaskowców gruboziarnistych z otoczkami różowego kwarcu o miąższości do 30 cm.

### Wapień muszlowy

Utwory wapienia muszlowego<sup>1</sup> odwiercono jedynie w profilach otworów Ursynów 1 i Pionki 1 (fig. 5 i 6).

<sup>1</sup> Wapień i dolomity wapienia muszlowego tworzą charakterystyczny kompleks, pozwalający na stosunkowo łatwe jego wydzielenie. Zaznaczają się one na krzywych PS wyraźnymi ujemnymi anomaliami, na krzywych PO natomiast występuje wyraźny wzrost oporności, a na PG wartości są niższe (Senkowicz 1969a).

W pierwszym profilu — według wykresów karotażowych i prób okruchowych, wapień muszlowy występuje na głęb. 1451,0—1495,0 m. Z tego 44-metrowego interwału pobrano tylko jeden odcinek rdzenia, w którym stwierdzono obecność szarych wapieni krystalicznych. Spośród napotkanej fauny H. Senkowiczowa (*vide* Senkowiczowa & Senkowicz 1969) oznaczyła *Plagiostoma striatum* (Schlotheim) i *Eopecten? albertii* (Goldfuss), a liczne są również człony liliowców. Na podstawie podobieństwa osadów do uzyskanych w pełnordzeniowanym profilu otworu Magnuszew IG-1, gdzie zaliczone zostały one do dolnego wapienia muszlowego, również w profilu otworu Ursynów 1 zalicza się je do tego ogniwa stratygraficznego.

W profilu otworu Pionki 1 osady wapienia muszlowego, występujące na głęb. 1276,0—1282,0 m, mają jedynie 6 m miąższości. Leżą one tu na recie, a pod bezpośrednim przykryciem jury środkowej. W spągu występuje około 2 m wapieni szarych z fauną przeławiconych cienkimi wkładkami margli. Na nich leżą dolomity szare, miejscami o charakterze gruzłowym z przejściami do wapieni dolomitycznych. Pozycja stratygraficzna tych utworów z uwagi na brak przewodniej fauny nie została ściśle sprecyzowana. Wydaje się jednak, że są to raczej osady dolnego wapienia muszlowego.

### Kajper

Osady kajpru stwierdzone zostały jedynie w profilu najdalej na północ wysuniętego otworu Ursynów 1 i reprezentowane są przez dolne jego ogniwo. Według korelacji karotażowej z profilem otworu Magnuszew IG-1, gdzie osady dolnego kajpru posiadają dokumentację paleontologiczną (Senkowiczowa & Senkowicz 1969), miąższość dolnego kajpru w profilu otworu Ursynów 1 ocenia się na około 35 m. Na głębokości 1416,0—1451,0 m występują tu piaskowce szare, mikowe z wkładkami ciemnych iłowców z pirytem, z licznymi szczątkami ryb oraz zwęgloną florą. Piaskowce są często warstwowane przekątnie. Wśród szczątków ryb H. Senkowiczowa (informacja ustna) stwierdziła występowanie *Gyrolepis quenstedti* Dames, gatunku znanego z utworów iłowglowych Niemiec. W górze profilu dominują piaskowce różowawe z wkładką oliwkowego marglu, w którym znalezione zostały małżoraczki oznaczone przez O. Styk (informacja ustna) jako *Gemmanella (Paragemmanella) gracilis* (Beutl. & Gründel).

### Retyk

Podobnie jak i kajper utwory tego wieku występują tylko w profilu otworu Ursynów 1 na głęb. 1390,0—1416,0 m i osiągają miąższość 26 m.



W osadach tych brak jest przewodniej fauny, ale wykształcenie litologiczne typowe dla retyku pozwala zaliczyć je do najwyższego triasu.

Osady retyku leżą na piaszczysto-ilastych utworach dolnego kajpru i zaczynają się 4-metrową serią piaskowców wiśniowych i oliwkowych z wkładkami pstrych mułowców rozpadających się bulasto oraz zawierających okruchy wiśniowych łupków i konkrecje żelaziste. Wyżej leżą mułowce szarooliwkowe ze zwęglonym detrytusem roślinnym. Są wśród nich przeławicenia piaskowców, margli oraz nieliczne wkładki zlepieńców zbudowanych z okruchów szarych wapieni o średnicy od kilku milimetrów do 4 cm. W zlepieńcach tych napotkano małżoraczki *Darwinula liassica* (Brodie) i *Laevicythere vulgaris* Beutl. & Gründel. Ta ostatnia forma jest znana z utworów górnego wapienia muszlowego i dolnego kajpru (Styk 1965), można więc przypuszczać, że determinuje ona wiek wapiennych okruchów. W profilu otworu Ursynów 1 w osadach dolnego kajpru nie napotkano wkładek wapiennych.

## Jura

Utwory tego systemu występują na całym omawianym obszarze i leżą przekraczająco na różnych ogniwach dewonu, karbonu i triasu. Najpełniejszy ich rozwój obserwujemy w północnej części obszaru lubelskiego, lecz ku południowi osady jurajskie ulegają szybkiej redukcji. Szczególnie dotyczy to dolnych ogniw, których całkowity brak stwierdzono w otworach omawianego regionu (fig. 7).

### Jura dolna

Obecność osadów dolnojurajskich stwierdzona została w profilach otworów Białobrzegi IG-1 i Warka IG-1 — położonych na północ od opisywanego terenu. W profilu otworu Białobrzegi IG-1 bezpośrednio na triasie górnym (retyku) leży 216-metrowy kompleks skał zaliczanych przez R. Dadleza (1970) do liasu. Są to przeważnie osady mułowcowo-ilasto-piaszczyste często z detrytusem flory.

W głębinym obecnie otworze Warka IG-1 stwierdzono również występowanie analogicznych utworów liasu, które według wstępnych ocen przewiercono na głęb. 1684,0—1797,0 m. Możliwość występowania osadów jury dolnej w najbardziej północnej części rejonu Pionki-Zwoleń jest bardzo prawdopodobna, jednakże do chwili obecnej fakt ten nie został wiertniczo potwierdzony.

*Jura środkowa*

Osady tego wieku stwierdzone zostały we wszystkich wykonanych dotychczas otworach rejonu Pionki-Zwoleń. Zdaniem K. Dayczak-Calikowskiej (1969) rozpoczynają się one na omawianym obszarze zlepieńcem podstawowym złożonym z otoczków piaskowców kwarcytowych, szarogłazowych, kwarców i szarych mułowców batonu górnego. Często jednak na powierzchni erozyjnej dewonu bądź karbonu leżą bezpośrednio piaszczyste wapienie organodetrytyczne górnego batonu.

Niższe ogniwa jury środkowej, w ramach omawianego obszaru, nie zostały dotychczas stwierdzone. Znane są natomiast w wykonanym na NW otworze Białobrzegi IG-1, gdzie jurę środkową rozpoczynają osady wykształcone w postaci mułowców piaszczystych z florą. Miąższość tego kompleksu dochodzi do około 10 m.

Analogiczny rozwój dolnych ogniw jury środkowej obserwuje się w usytuowanym na W od rejonu badań wierceniu Bąkowa IG-1. W otworze tym jurę środkową, o miąższości około 10 m, reprezentują osady piaszczysto-mułowcowe ze szczątkami flory oraz zlepieńce.

Baton górny na omawianym obszarze reprezentują przede wszystkim piaszczyste bądź dolomityczne wapienie organodetrytyczne, często przeławicane piaskowcami marglistymi. Miejscami w obrębie tego kompleksu obserwuje się śródwarstwowe rozmycie podkreślone występowaniem zlepieńców śródformacyjnych. Miąższość batonu waha się w granicach 4,5—60,0 m (Otwór Pionki 4).

W profilu otworu Pionki 4, zdaniem K. Dayczak-Calikowskiej (1969), baton górny występuje na głęb. 1186,0—1218,0 m. Dolna granica górnego batonu jest w tym przypadku dyskusyjna, bowiem według korelacji karotażowej zaznacza się ona na głęb. 1245,0 m (Senkowiczowa & Senkowicz 1969). Przyjęcie jej przez K. Dayczak-Calikowską na głęb. 1218,0 m związane jest z występowaniem zlepieńców, które nie muszą jednak być zlepieńcami podstawowymi, lecz mogą reprezentować jeden z poziomów zlepieńców śródformacyjnych. Poniżej tych zlepieńców bowiem, w próbach okrucowych, stwierdzono obecność piaskowców brunatnoszarych, analogicznych do występujących nad zlepieńcami, co potwierdza pogląd o przebiegu granicy na głęb. 1245,0 m.

Obecność batonu górnego stwierdzono ponadto w szeregu otworach omawianej strefy, jednakże ze względu na bardzo niski procent rdzenia nie można było ustalić jego granic. Z tego też względu w otworach tych omawiany jest on łącznie z kelowejem. I tak, w profilu otworu Zwoleń 1 do jury środkowej zalicza się kompleks osadów występujących na głęb. 1192,0—1241,7 m. Występują tu piaskowce różnoziarniste, szare o lepszczu ilasto-wapnistym, które ku górze przeławicane są wapieniami organodetrytycznymi lub dolomitycznymi. Pobrane z głęb. 1198,9—

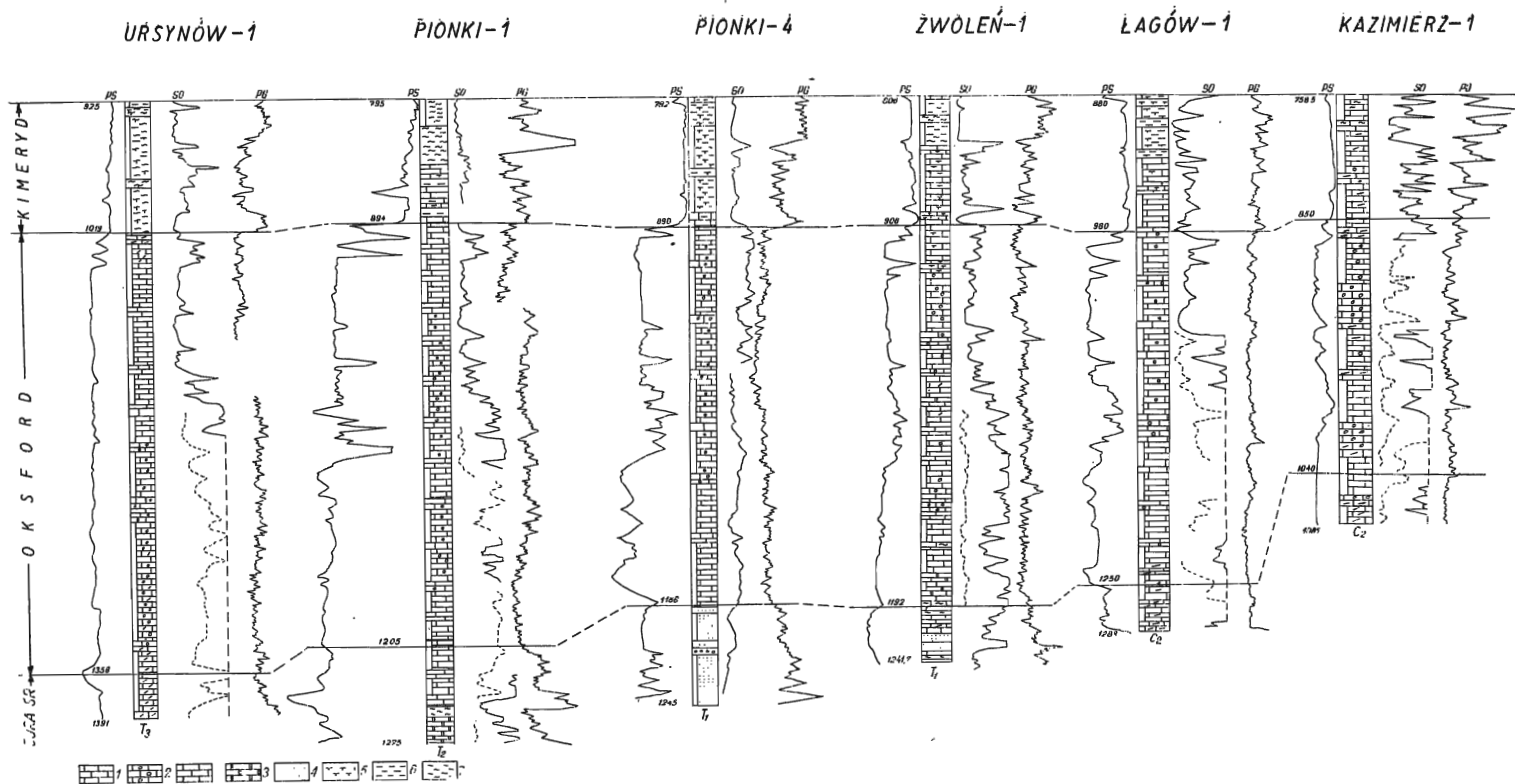


Fig. 7

## Korelacja karotażowa jury rejonu Pionki-Zwoleń

1 wapień, 2 wapień oolitowe, 3 wapień detrytyczne, 4 dolomity, 5 piaskowce, 6 margle, 7 łowce, 8 mułowce

Electric logging correlation of the Jurassic in the Pionki-Zwoleń region

1 limestones, 2 oolitic limestones, 3 detrital limestones, 4 dolomites, 5 sandstones, 6 marls, 7 siltstones, 8 mudstones

1224,8 m próbki skał do badań mikropaleontologicznych nie dostarczyły form przewodnich pozwalających na określenie ich wieku.

W profilu otworu Ursynów 1 osady zaliczane do batonu-keloweju osiągają miąższość około 35 m. Zaczynają się one gruboziarnistymi i zlepieńcowatymi piaskowcami przechodzącymi ku górze w grubodetrytyczne wapienie kremowoszare i brunatnoszare. Lokalnie obserwuje się przejście wapieni detrytycznych w oolitowe.

Podobny typ osadów stwierdzono w profilach otworów wykonanych w SE części obszaru. W profilu otworu Kazimierz 1 wydzielone na głęb. 1040,0—1085,0 osady jury środkowej, reprezentujące baton-kelowej, wykształcone są jako wapienie detrytyczne zwięzłe, szarokremowe przechodzące miejscami w oolitowe. W profilu otworu Kazimierz 2 natomiast, osady tego wieku nawiercone na głęb. 1075,0—1151,0 m zaczynają się wapieniem zlepowym częściowo skrzemionkowanym, szaropopielatym. Miejscami są to wapienie organodetrytyczne z przejściami do oolitowych.

### *Kelowej*

Z porównań wykształcenia litologicznego wynika, że na omawianym obszarze prawdopodobne jest występowanie keloweju górnego, który często leży z przerwą sedimentacyjną na górnym batonie, bądź nawet niezgodnie na osadach paleozoicznych. Kelowej górny rozpoczyna się zlepieńcem podstawowym złożonym z otoczków kwarcu, wapieni i piaskowców, rzadziej kongrecji syderytycznych, spojonych gruboziarnistym lepiszczem wapnistym z glaukonitem. Wyżej występują wapienie organodetrytyczne, często piaszczyste, lecz najczęściej są to wapienie krynoidowe. Miąższość górnego keloweju na obszarze lubelskim ocenia K. Dayczak-Calikowska (1969) na 1—3 m. W profilu otworu Ciepeliów IG-1 osiąga on zaledwie 60 cm.

### *Jura górna*

Osady tego wieku stwierdzone zostały we wszystkich wykonanych tu otworach i reprezentowane są, według T. Niemczyckiej (1969), przez oksford i kimeryd. Ich miąższość jest dość wyrównana i wynosi od 250 m w profilu otworu Kazimierz 2 do około 431 m w profilu otworu Ursynów 1.

### *Oksford*

Oksford dolny (dywez i newiz) charakteryzuje się niewielką miąższością nie przekraczającą 20 m i wykształcony jest jako margle piaszczyste, glaukonitowe (dywez) i zdolomityzowane wapienie gąbczaste (newiz).

Środkowy oksford rozpoczynają wapienie gąbkowe z czertami przechodzącymi ku górze w wapienie oolitowe i krynoidowe. Występują tu również osady piaszczysto-mułowcowe. W wapieniach spotyka się liczną faunę reprezentowaną głównie przez małże i ślimaki oraz kolce i płytki jeżowców. Miąższość oksfordu środkowego wynosi 70—100 m.

Oksford górny wykształcony jest na całym obszarze dość jednolicie. Są to wzajemnie przewarstwiające się wapienie oolitowe i pelitowe. Miąższość waha się w granicach 130—180 m.

Najpełniejszy rozwój osadów oksfordu obserwuje się w północno-zachodniej części obszaru, co mocno akcentują miąższości dochodzące do 337 m jak to ma miejsce w otworze Ursynów 1. W kierunku południowo-wschodnim miąższość stopniowo maleje, by w południowym krańcu omawianego obszaru osiągnąć wartość 167 m (otwór Kazimierz 2).

W profilu otworu Ursynów 1 oksford rozpoczynają wapienie organodetrytyczne z kremowoszarymi krzemieniami i z licznymi szczelinami spękań, często wypełnionymi kalcytem i materiałem ilastym. Ku górze pojawiają się kremowoszare wapienie oolitowe przeławiczone organodetrytycznymi i skalistymi z przejściami do wapieni marglistych.

W profilu wiercenia Zwoleń 1 oksford osiąga miąższość około 286 m i reprezentowany jest przez skały węglanowe. W spągu leżą tu ciemnoszare piaszczyste wapienie detrytyczne przechodzące ku górze w wapienie zlewne, twarde, kremowoszare z wkładkami wapieni oolitowych. Spotyka się także wapienie rafowe, organodetrytyczne z liczną fauną, zwłaszcza małżów. Częste są człony liliowców, a w partii stropowej obok małżów pojawiają się ślimaki z rodzaju *Nerinea* i przekryształizowane fragmenty gąbek. Oksford kończą wapienie margliste, dość zwięzłe, popielatoszare.

W profilu otworu Kazimierz 1, podobnie jak i Kazimierz 2, oksford rozpoczynają wapienie detrytyczne i drobnoolitowe, w obrębie których częste są stylolity, a w spągu osadów w profilu otworu Kazimierz 2 występuje wkładka anhydrytu.

Wyżej leżą wapienie pelityczne, twarde z licznymi fragmentami przekryształizowanych skorup.

### *Kimeryd*

Stanowi on najmłodsze piętro jury górnej na omawianym obszarze. Wykształcenie osadów wskazuje na wyraźne spłytenie zbiornika, o czym świadczy obecność muszlowców, hieroglifów i szczątków flory. Są to przede wszystkim margle i wapienie margliste przechodzące często w detrytyczne. Występują tu również w muszlowcach *Exogyra virgula* Defr. i *Nanogyra nana* Sow. W napotkanych wapieniach obserwowano często stylolity. Miąższość kimerydu jest bardzo wyrównana i wynosi około 100 m.

W profilu otworu Ursynów 1 miąższość kimerydu wynosi około 94 m. Zaczyna się on mułowcem szarym i zielonawoszarym z licznymi

spękaniem i zlustrowaniami. Lokalnie obserwuje się wkładki margliste, a ku stropowi przechodzą one w ciemnobrunatne iłowce, partiami zawierające liczne zwęglone szczątki roślinne.

W spągowej partii osadów kimerydu w profilu otworu Pionki 2 dominują margle, które ku górze przechodzą w iłowce szare z odcieniem zielonawym, nieco margliste.

W profilu otworu Zwoleń 1 kimeryd, o miąższości 100 m, reprezentowany jest przez margle i wapienie popielatoszare, często margliste, zawierające miejscami większe nagromadzenia skorupki małżów między innymi *Exogyra virgula* Defr. Ku stropowi obserwuje się zwiększoną domieszkę minerałów ilastych. W stropowej partii natomiast dominują już iłowce i mułowce, z gniazdami i smugami piaszczystymi, w obrębie których zaobserwowano ślady żerowania robaków. Często jest tu spirytyzowana fauna małżów i ślimaków.

Podobne nagromadzenia spirytyzowanej fauny obserwowano w profilach otworów Kazimierz 1 i 2 oraz w profilach wierceń wykonanych w rejonie Pionek i Łagowa.

W profilu otworu Pionki 4 kimeryd osiąga miąższość 98 m i reprezentowany jest głównie przez margle i mułowce. W stropowej partii osadów, w mułowcach szarych i zielonawoszarych spotkano liczne małże, miejscami o tak dużym nagromadzeniu, że tworzą one typowe muszłowce; np. na głęb. 818,0—824,0 m. Występują tu przede wszystkim *Exogyra virgula* Defr. i *Nanogyra nana* Sow. Pojedynczo natomiast spotyka się *Trigonia* cf. *clavellata* Park. oraz jeżowce *Holcetypus* sp.

W profilu otworu Łągów 1 warstwę muszłowca z *Exogyra* sp. napotkano na głęb. 949,6—955,8 m.

### Kreda

Osady tego wieku reprezentowane są zarówno przez dolne, jak i górne ogniwo. Występowanie kredy dolnej ograniczone jest do północnej części obszaru tak, że już w rejonie Kazimierza jej nie napotkano. Charakteryzuje się ona dużą redukcją osadów, a zdaniem S. Marka (1969) berias oraz walanżyn dolny i środkowy w ogóle na obszarze lubelskim nie występują. Jedynie w profilu otworu Ciepeliów IG-1 do walanżynu środkowego można ewentualnie zaliczyć około 0,5 m piaskowców leżących na jurze górnej.

Kreda górna reprezentowana jest natomiast przez wszystkie ogniwa od albu górnego aż do mastrychtu włącznie, osiągając miąższość od 717,0 m w profilu otworu Pionki 5 do 884,0 m w profilu otworu Policzna 1. Dokumentacja paleontologiczna tych osadów jest dość dobra i opiera się głównie na mikrofaunie.

### *Walanżyn górny*

Reprezentuje najstarsze udokumentowane ogniwo kredy na opracowywanym terenie. W profilu otworu Ciepiałów IG-1 reprezentowany jest przez wapienie muszlowe, organodetrytyczne i oolitowe, żelazisto-szamotozyczne z przeławiczeniami piasków kwarcowych. W utworach tych występuje liczna fauna dokumentująca ich wiek. Miąższość górnego walanżynu wynosi tutaj około 2,4 m.

### *Hoteryw — alb środkowy*

Hoteryw wydzielany jest umownie, gdyż nie posiada dokumentacji paleontologicznej. Został on rozpoznany w profilu otworu Policzna 1 na głęb. 945,0—953,0 m, gdzie wykształcony jest w postaci jasno- i ciemnoszarych margli. W profilu otworu Pionki 2 natomiast, silnie ilaste piaskowce glaukonitowe zaliczane do hoterywu występują na głęb. 896,0—914,5 m.

W najbliższym sąsiedztwie omawianego terenu utwory hoterywu stwierdzono w profilu otworu Białobrzegi IG-1 i Magnuszew IG-1. W profilu wiercenia Białobrzegi IG-1, według S. Marka (1970), osady hoterywu napotkano na głęb. 901,5—941,5 m. Autor ten wydziela tu dolne i górne ogniwo, ale jedynie dolne posiada dokumentację paleontologiczną, podczas gdy górne wydzielone zostało tylko na podstawie analizy karotażu.

Hoteryw dolny reprezentują piaszczyste mułowce oolitowe, żelaziste z domieszką glaukonitu i z obfitą fauną. Wyżej przechodzą one w piaskowce drobno- i średnioziarniste, nieco wapniste z detrytusem fauny. W stropowej partii występuje ciemnoszary iłowiec, miejscami o pokroju łupkowym, ze skupieniami i smużkami piaszczystymi, rozproszoną miką i spirytyzowanymi szczątkami roślin. Spotyka się tu niezbyt liczną faunę małżów i amonitów. Miąższość wynosi około 20,5 m.

Hoteryw górny, wnioskując z karotażu, reprezentowany jest przez osady piaszczyste i mułowcowo-piaszczyste o miąższości 19,5 m.

W profilu otworu Magnuszew IG-1 (Marek 1970) utwory hoterywu osiągają miąższość 12,3 m i reprezentowane są przez skały ilasto-piaszczysto-margliste (hoteryw dolny) i piaszczyste (hoteryw górny).

Osady barremu, aptu i dolnego oraz środkowego albu reprezentowane są przez piaski i piaskowce, często z glaukonitem, które w południowej części obszaru leżą niezgodnie na jurze. W profilu otworu Zwoleń 1 miąższość tych osadów dochodzi do 5 m, a wydzielenie ich oparte jest na danych karotażowych.

### *Alb górny*

Stwierdzony został we wszystkich wykonanych tu otworach i reprezentowany jest przez piaski i piaskowce kwarcowe z domieszką glaukonitu oraz margle piaszczyste. Miąższości albu górnego nie przekraczają na ogół 10 m.

W profilu otworu Ursynów 1 wydzielone karotażowo utwory albu górnego występują na głęb. 894,5—900,0 m i tworzą je piaskowce i silnie zapiaszczone mułowce.

W profilu otworu Pionki 2 zailone piaskowce glaukonitowe albu górnego osiągają miąższość 7 m. Najmniejsza miąższość tego ogniwa stratygraficznego stwierdzona została w południowej części omawianego obszaru i osiąga wartość poniżej 5 m.

W profilu otworu Kazimierz 2 wynosi ona 4,5 m. Występują tu zailone piaskowce glaukonitowe o spoiwie marglisto-ilastym oraz szare, piaszczyste bądź wapniste margle.

### *Cenoman*

Reprezentują głównie margliste i piaszczyste wapienie, często z glaukonitem, a także z konglomeratami fosforytów.

W profilu otworu Ciepeliów IG-1, zdaniem A. Krassowskiej (1969), występują wapienie inoceramowe, w spągu których spotyka się dość liczne fosforyty. Miąższość tego kompleksu wynosi 16,4 m. Podobnie wykształcony cenoman stwierdzono w profilu otworu Pionki 4, a występujące tu wapienie przeławicane są warstwami piaskowca wapnisteo, jasnoszarego oraz ciemnoszarym, piaszczystym mułowcem, w którym często spotyka się sfosforytyzowane kręgi gadów.

W północno-wschodniej części omawianego obszaru miąższość cenomanu wzrasta do około 30 m, co zostało stwierdzone w profilach otworów Ursynów 1, Pionki 2 i 3 oraz Policzna 1.

W profilu otworu Ursynów 1 są to jasnoszare wapienie z wyraźnym smugowaniem ciemnoszarym, zawierające liczne małże. W profilu otworu Pionki 2 utwory cenomanu wydzielone zostały karotażowo na głęb. 867,5—889,0 m. Z wykresów geofizyki wiertniczej wynika, że są to piaskowce, margle piaszczyste i wapienie. W profilu otworu Łągów 1 cenoman zaczyna się piaskowcami glaukonitowymi, przeważnie drobnoziarnistymi o spoiwie ilastym bądź wapnistym. W stropie przechodzą one w wapienie, lokalnie zapiaszczone.

W południowej części omawianego obszaru miąższość cenomanu wyraźnie maleje i w profilu otworu Kazimierz 2 osiąga wartość 5,5 m. Występują tu silnie zapiaszczone szare margle, w których spotyka się konglomeracje ilastego syderytu o średnicach dochodzących do 5 cm. Wyżej leżą jasnoszare margliste wapienie z wyraźnie zaznaczonymi ciemniejszymi smugami ilastymi.



### *Turon*

Wykształcony jest dość jednolicie na całym obszarze. Są to głównie wapienie margliste z przejściami do margli, zawierające często czerty i krzemienie. Lokalnie widoczne są przejścia wapieni w gezy oraz opoki. Miąższość turonu w rejonie Pionki-Zwoleń waha się w granicach 100—150 m.

W profilu otworu Ursynów 1 turon, według ustaleń karotażowych, występuje na głęb. 774,0—865,0 m. W spągu są to wapienie szare z częstymi płaszczyznami spekań wypełnionymi ciemnozieloną substancją ilastą. Wyżej leżą margle wapniste, laminowane iłowcami z rzadkimi czertami i nielicznymi fragmentami fauny i flory. Zbliżoną miąższość osadów turonu obserwowano w profilach wierceń rejonu Pionek i w profilu otworu Policzna 1. Występują tu jasnoszare, margliste wapienie, często smugowane szarozielonawym materiałem ilastym i zawierające liczne czerty oraz gniazda krzemieni. Dalej na południe obserwuje się niewielki wzrost miąższości osadów tego piętra, a maksymalną wartość stwierdzono w profilu otworu Ciepiałów IG-1, gdzie wynosi ona 145,0 m.

W profilu tym turon zaczyna się 20-centymetrową warstwą wapieni z glaukonitem, który wyżej zanika, a występujące tu bardzo twarde, białe wapienie laminowane są szarozielonym marglem oraz zawierają liczne czerty i stylolity.

W profilu otworu Zwoleń 1 występujące w spągu jasnoszare wapienie, smugowane ciemniejszym materiałem, zawierają oprócz licznych czertów gniazdowe skupienia krzemieni, często z białą, zwietrzałą korą dochodzącą do 2 mm grubości. W obrębie tej serii widoczne są miejscami wyraźne ślady rozmyć. Ku górze pojawiają się opoki i margle z czertami, zawierające niezbyt liczne, słabo zachowane szczątki inoceramów. Miąższość turonu w tym profilu wynosi około 130 m.

W południowej części obszaru, w profilach otworów Kazimierz 1 i 2, miąższość turonu kształtuje się odpowiednio 136,5 m i 131,0 m. Występują tu wapienie margliste, zwięzłe, z częstymi czertami i krzemieniami, smugowane zielonawoszarym materiałem marglisto-ilastym. Sporadycznie spotyka się drobne stylolity.

### *Koniak-mastrycht*

Najwyższe ogniwa kredy górnej w rejonie Pionki-Zwoleń charakteryzują się bardzo słabym zróżnicowaniem litologicznym, co przy kontrolnym jedynie rdzeniowaniu nie pozwala na ustalenie granic poszczególnych pięter. Dokonane liczne analizy mikropaleontologiczne próbek skał z tego kompleksu wskazują, że reprezentowane są tu wszystkie piętra od koniaku do mastrychtu włącznie.

W profilu otworu Ciepiałów IG-1, który posiada stosunkowo pełne rdzeniowanie, wydzielono w tym kompleksie następujące piętra.

*Koniak* (emszer) reprezentowany jest przez około 75-metrowy kompleks wapieni marglistych z czertami.

*Santon* osiąga miąższość 60 m i wykształcony jest głównie w postaci jasnoszarych i szarych margli oraz wapieni marglistych twardych.

*Kampan* zaczyna się szarymi marglami, które ku górze przechodzą w wapienie margliste z zielonymi laminami, a następnie opoki jasnoszare, margliste z wkładkami wapieni marglistych zawierających pojedyncze czerty. Miąższość wynosi około 220 m.

*Mastrycht* tworzą na przemian opoki i margle jasnoszare, przeławicane szarordzawymi wapieniami marglistymi. W osadach spotyka się między innymi dość często fragmenty przewodniego dla mastrychtu amonita *Haploscaphites constrictus* Sow. Miąższość jest bardzo wyrównana i we wszystkich otworach wynosi około 300 m.

#### BUDOWA TEKTONICZNA

Rejon strukturalny Pionki-Zwoleń położony jest w strefie zaliczanej przez J. Znoskę (1970) oraz S. Sokołowskiego i J. Znoskę (1959, 1964) do platformy paleozoicznej. W strefie tej osady dewonu i karbonu rozwinięte są jako formacje epikontynentalne i leżą na sfałdowanym starszym podłożu.

Rozpoznanie budowy tektonicznej rejonu Pionki-Zwoleń (fig. 8) dokonano na podstawie wyników głębokich wierceń oraz wykonanych prac geofizycznych, a zwłaszcza sejsmiki refleksyjnej. Interpretacja wyników tej ostatniej wymaga szczególnej ostrożności z uwagi na brak dostatecznych kontrastów prędkościowych oraz silne zaangażowanie tektoniczne osadów dewonu i karbonu. Dodatkowym utrudnieniem jest istnienie znacznych luk obejmujących nie tylko poszczególne piętra, ale nawet całe systemy. Występujące w konsekwencji na ich granicach niezgodności i powierzchnie rozmyć wywołują duże ilości fal dyfrakcyjnych, w znacznym stopniu utrudniających, a miejscami wręcz uniemożliwiających, odтворzenie właściwego ułożenia przestrzennego warstw.

Z analizy dotychczas istniejących materiałów wiertniczych, jak i geofizycznych wynika, że na omawianym obszarze występują trzy główne kompleksy strukturalne, różniące się między sobą zarówno stopniem, jak i stylem deformacji tektonicznych.

Najstarszym na omawianym obszarze jest górne piętro sfałdowanego podłoża kaledońskiego, które zostało stwierdzone jedynie w części wchodzącej w skład wyniesienia radomsko-kraśnickiego. Obecność jego

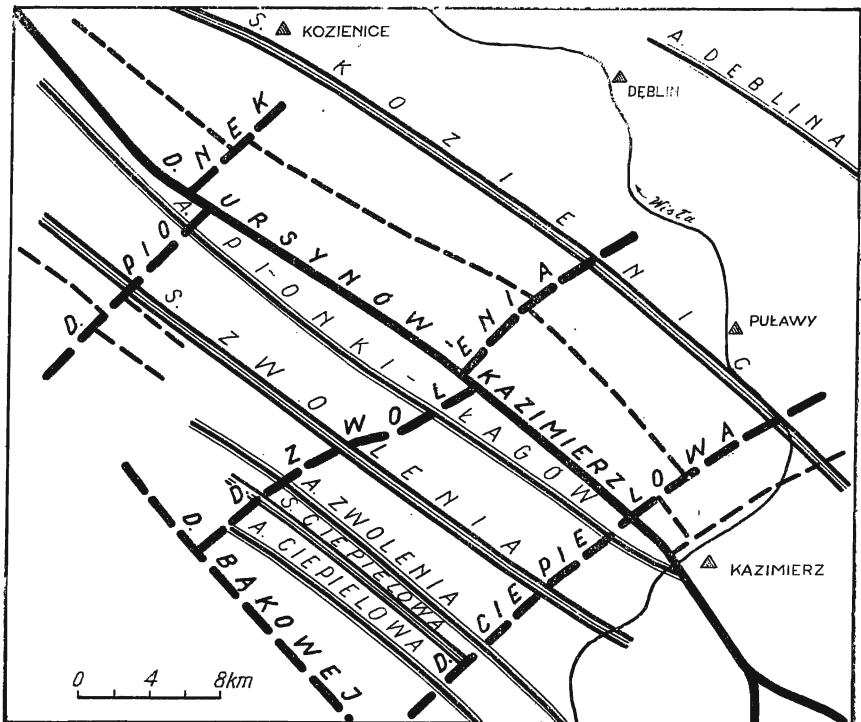


Fig. 8

Szkic elementów tektonicznych rejonu Pionki-Zwoleń

1 dyslokacje pewne, 2 dyslokacje przypuszczalne, 3 antykliny, 4 synkliny

Sketchmap of the tectonic elements in the Pionki-Zwoleń region

1 observed dislocations, 2 hypothetical dislocations, 3 anticlines, 4 synclines

zarejestrowano w otworach Ciepeliów IG-1 i Pionki 4, gdzie reprezentowane jest przez osady najwyższego syluru i dolnego dewonu (żedynu). W otworze Lisów 1, położonym na północny zachód od omawianego terenu, utwory syluru-postludlowu (L. Teller — informacja ustna) leżą bezpośrednio pod osadami środkowego dewonu — eiflu. Młodszym jest występujący na całym omawianym obszarze dewońsko-karboński kompleks strukturalny. Charakteryzuje się on wyraźną tektoniką uskokową (fig. 9) oraz występowaniem pasywnych antyklin i synklin lub fałdów przyskokowych. Brak tu jest natomiast kompaktacji i fałdów ze skrócenia.

Najmłodszym jest permo-mezozoiczny kompleks strukturalny, który charakteryzują głównie niewielkie formy fałdowe zanikające w kierunku północno-wschodnim.

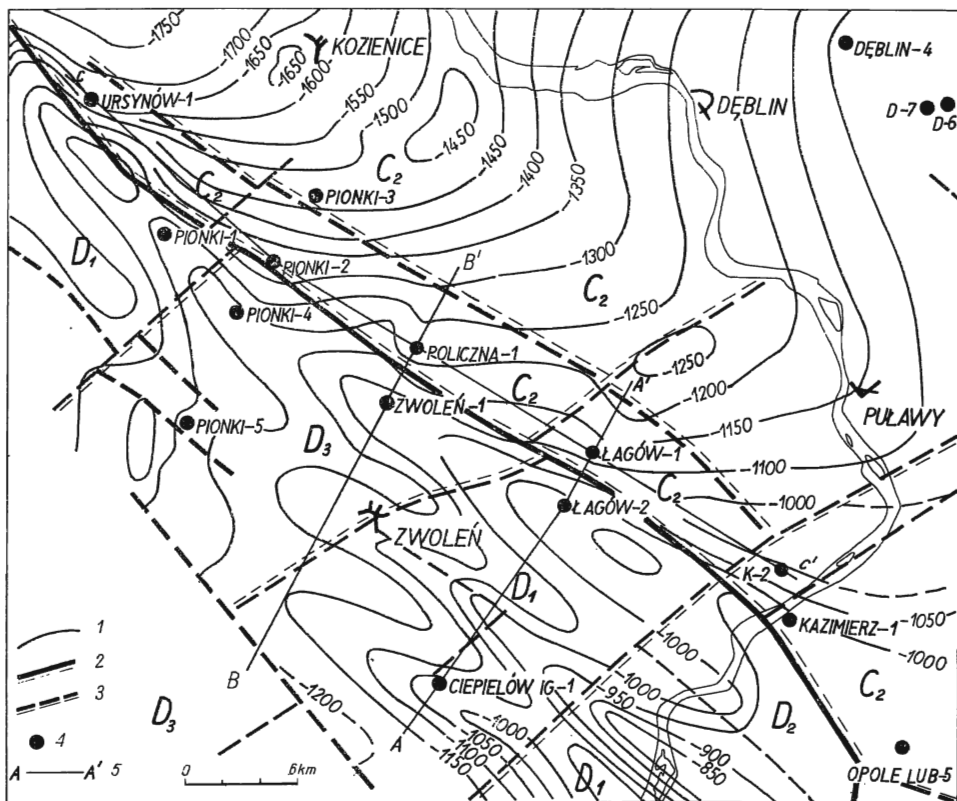


Fig. 9

Mapa strukturalna stropu utworów podpermskich rejonu Pionki-Zwoleń

1 izoliny stropu utworów podpermskich, 2 dyslokacje stwierdzone z zaznaczeniem kierunków zrzutu, 3 dyslokacje przypuszczalne z zaznaczonym kierunkiem zrzutu, 4 otwory wiertnicze, 5 linie przekrojów geologicznych

Structural map of the top of sub-Permian deposits in the Pionki-Zwoleń region

1 isolines of the top of the sub-Permian deposits, 2 observed dislocations showing dip directions, 3 hypothetical dislocations showing dip directions, 4 boreholes, 5 lines of geological sections

*Górne piętro sfałdowanego podłoża kaledońskiego*

Występowanie na omawianym obszarze sfałdowanych utworów starszego paleozoiku zostało po raz pierwszy zasygnalizowane przez J. Znoskę (1962, 1965, 1966, 1970) oraz S. Sokołowskiego i J. Znoskę (1959, 1964). Zdaniem J. Znoski północno-wschodnia granica geosynkliny kaledońskiej na obszarze Polski przebiega wzdłuż strefy linii Teisseyre'a. W rejonie lubelskim granicę tę, oddzielającą epikontynentalny zbiornik na wschodzie od geosynklinalnego na zachodzie, wyznaczają otwory Rawa Ruska, Ruda Lubycka i Kock IG-1. Obserwowane w tych otworach stromo sfałdowane osady syluru i dolnego dewonu (żedynu) potwierdzają to,

zdaniem tego autora, wyraźnie. Nieco inny pogląd reprezentuje w tej sprawie A. M. Żelichowski (1964, 1969a). Nie negując możliwości występowania brzegu fałdowań kaledońskich wzdłuż wyznaczonej przez J. Znoskę strefy linii Teisseyre'a, autor ten wysuwa hipotezę, że obserwowane w wymienionych wyżej otworach zaburzenia warstw syluru i dewonu dolnego (żedynu) mogą być wynikiem przebiegu strefy uskokowej, związanej ze wschodnim brzegiem rowu hercyńskiego. Niewątpliwie fałdowania kaledońskie rejestrują się, zdaniem A. M. Żelichowskiego, dopiero na wyniesieniu radomsko-kraśnickim i na tej podstawie wschodnią granicę sfałdowanego, starszego paleozoiku prowadzi on wzdłuż linii Pionki — Zakrzew — Ruda Lubycka. Wyjaśnienie zagadnienia przebiegu tej granicy jest w chwili obecnej niemożliwe ze względu na brak w rowie lubelskim wierceń przebijających kompleks dewońsko-karboński. Dokonane przeze mnie obserwacje potwierdzają w pełni, że SW część rejonu strukturalnego Pionki-Zwoleń leżą niewątpliwie w strefie zasięgu sfałdowanego starszego paleozoiku.

Istnienie górotworu kaledońskiego zaobserwowano w szeregu wierceń wykonanych na obszarze wyniesienia radomsko-kraśnickiego, a w tym i na obszarze Pionki-Zwoleń. A. M. Żelichowski (1969a, 1972) obserwował wyraźne, chociaż niewielkie, dyskordancje w zigenie w profilach otworu Chrzanów IG-1, Zakrzew IG-1 i Opole Lubelskie 3, które — jego zdaniem — powstały w wyniku działalności fazy eryjskiej. Podobne dyskordancje w zigenie obserwuje się również w otworze Pionki 4, w którym pomierzone na rdzeniach upady wynosiły: w żedynie (głęb. 2971,6—3000,5 m) 40—60°, podczas gdy w zigenie (głęb. 2854,6—2432,3 m) osiągały średnio 15—20°.

Niezgodności takich, zdaniem A. M. Żelichowskiego (1969a), nie stwierdzono natomiast w profilu dolnego dewonu w otworze Ciepeliów IG-1, mimo usytuowania tego otworu na północny zachód od omawianych wyżej wierceń. Obserwowana tu, jego zdaniem, zgodność ułożenia i ciągłość sedymentacyjna syluru i dewonu może być uwarunkowana położeniem tego otworu na obszarze intrageosynklinalnym. Ciekawym natomiast zagadnieniem jest stwierdzona w osadach syluru w tym otworze, na głęb. około 2690,0 m, niezgodność tektoniczna połączona z redukcją kilku zon graptolitowych. Zarówno H. Tomczyk (1969), jak i A. M. Żelichowski (1969a) tłumaczą ten fakt istnieniem strefy uskokowej, nie precyzując bliżej jej wieku.

Według J. Znoski (informacja ustna) w otworze Ciepeliów IG-1 występuje jednak wyraźna dyskordancja, o czym świadczą pomierzone na głęb. 1210,0—3000,0 m upady, które wahają się w granicach 0—75°.

Liczne są ponadto lustra tektoniczne, ślizgi i złupkowacenia. Zdaniem J. Znoski wynika z tego, że pomiędzy zigenem a żedynem istnieje dyskordancja kątowna. Luka na głęb. około 2690,0—2721,0 m może być tłumaczona jako odkłucie i nasunięcie, za czym przemawiają liczne pozio-

me lustra tektoniczne. Analogiczne zjawisko, moim zdaniem, daje się zaobserwować także w profilu otworu Lisów 1, gdzie na utworach górnego ludłowu (?), o upadach w granicach do  $30^\circ$ , leżą z wyraźną dyskordancją osady postludłowu, charakteryzujące się poziomym ułożeniem.

Obserwowane w sylurze liczne ślizgi poziome — rzadziej o większych nachyleniach, które maksymalnie dochodzą do  $45^\circ$ , świadczą zapewne o intensywnych przemieszczeniach poziomych, jakie miały miejsce w obszarze leżącym na wschód od Gór Świętokrzyskich. Potwierdza to tezę J. Znoski (1965, 1972) o wielkiej roli kompresji i wywołanych tym poziomych przemieszczeń w obrębie górotworu kaledońskiego, a zarazem wyjaśnia obserwowane redukcje tektoniczne osadów zarówno w otworze Ciepiałów IG-1 jak i Lisów 1.

### *Dewońsko-karboński kompleks strukturalny*

Obecność tego kompleksu stwierdzona została we wszystkich 13 wierceniach wykonanych dotychczas na omawianym obszarze.

W części południowo-zachodniej, wchodzącej w skład wyniesienia radomsko-kraśnickiego, kompleks ten reprezentują leżące płytko pod mezozoikiem sfałdowane i zdyslokowane osady dewonu (fig. 9). Obserwuje się tu głównie pionowe przemieszczenia tych osadów wzdłuż stref uskokowych, a ponadto w otworze Lisów 1 bardzo liczne ślizgi poziome w całym profilu dewonu, wskazujące na obecność przesunięć poziomych.

W części północno-wschodniej natomiast, która wchodzi w skład rowu lubelskiego, stwierdza się występowanie przede wszystkim utworów karbonu (fig. 9). Osady dewonu udokumentowane zostały wiertniczo jedynie w profilu otworu Ursynów 1 na głęb. 2218,0—3001,7 m. W pozostałych wierceniach tej strefy nie napotkano ich nigdzie więcej, chociaż niektóre z otworów osiągały duże głębokości, np. Pionki 3, gdzie do 3208,0 m nie przebito karbonu.

Osady karbonu są słabiej zaburzone. Obserwuje się w nich zanik form fałdowych oraz znacznie mniejsze aniżeli w dewonie amplitudy przemieszczeń pionowych wzdłuż stwierdzonych dyslokacji.

### *Główne dyslokacje waryscyjskie*

Cechą dominującą w tektonice dewońsko-karbońskiego kompleksu strukturalnego jest silnie rozwinięta sieć dyslokacji (fig. 6, 8 i 9). Doprowadziło to do rozbicia kompleksu waryscyjskiego na szereg niezależnych bloków, wyraźnie w stosunku do siebie przemieszczonych pionowo (fig. 10—12). Amplitudy tych przemieszczeń osiągają znaczne wartości, zwłaszcza w obrębie kompleksu dewońskiego, gdzie dochodzą do 2000 m, a nawet tę wartość przekraczają.

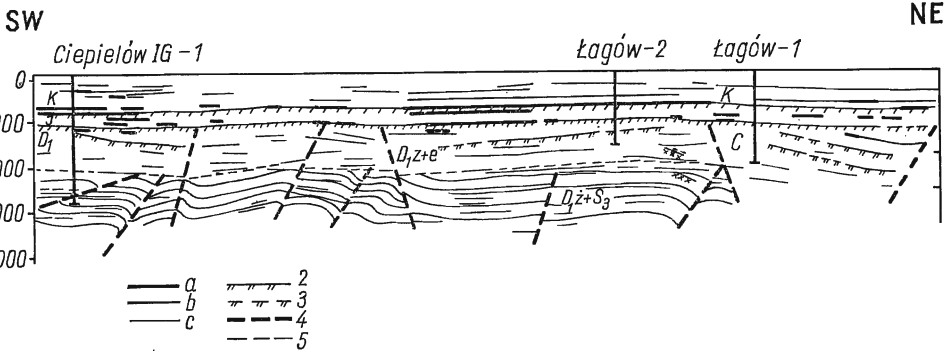


Fig. 10

## Przekrój seismogeologiczny A—A'

1 refleksy wagi a/3, b/2, c/1, 2 horyzonty przewodnie, 3 horyzont umowny, 4 dyslokacje, 5 granice geologiczne

## Seismogeological section A—A'

1 reflexes a-credible, b-probable, c-doubtful; 2 index horizons, 3 hypothetic horizon, 4 dislocations, 5 geological boundaries

Konsekwencją powyższego jest znaczne zróżnicowanie składu stratygraficznego na poszczególnych blokach w wyniku późniejszych procesów denudacyjnych. I tak, w otworach Pionki 1 (na N) oraz Łągów 2 i Ciepiałów IG-1 (na S) pod mezozoikiem występują bezpośrednio utwory dewonu dolnego, podczas gdy w położonych w części środkowej obszaru otworach Pionki 4 i 5 napotkano utwory dewonu górnego (franu). W kompleksie karbońskim amplitudy przemieszczeń są znacznie mniejsze i w większości stwierdzonych dyslokacji zamykają się w granicach 100—200 m.

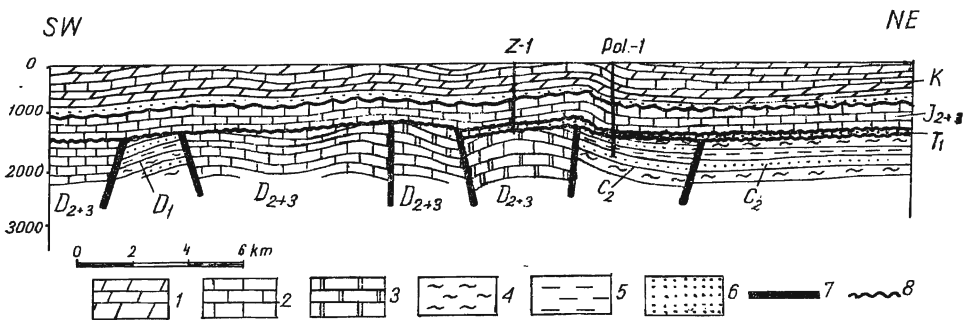


Fig. 11

## Przekrój geologiczny poprzeczny B—B'

1 margle, 2 wapienie, 3 dolomity, 4 mułowce, 5 ilowce, 6 piaskowce, 7 dyslokacje, 8 powierzchnia nieciągłości

## Geological cross section B—B'

1 marls, 2 limestones, 3 dolomites, 4 mudstones, 5 siltstones, 6 sandstones, 7 dislocations, 8 discontinuity surface

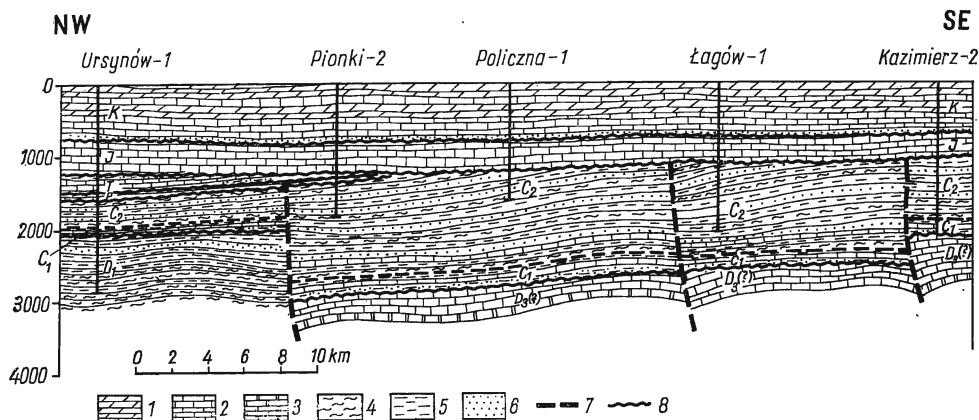


Fig. 12

## Przekrój geologiczny podłużny

1 margle, 2 wapienie, 3 dolomity, 4 mułowce, 5 iłowce, 6 piaskowce, 7 dyslokacje, 8 powierzchnia nieciągłości

## Longitudinal geologic section

1 marls, 2 limestones, 3 dolomites, 4 mudstones, 5 siltstones, 6 sandstones, 7 dislocations, 8 discontinuity surface

W przestrzennym obrazie rozmieszczenia powyższych dyslokacji widoczne jest ich ułożenie w dwóch zasadniczych kierunkach (fig. 8). Dyslokacje podłużne mają przebieg NW-SE, natomiast poprzeczne — NE-SW.

Istnienie dyslokacji rejestrowane jest także na profilach sejsmicznych (fig. 10—12), przy czym niektóre spośród nich udokumentowane zostały otworami wiertniczymi. Wiek powstania dyslokacji, a przynajmniej większości z nich, przypada na fazy bretońskie, przy czym zasadniczy model strukturalny ukształtowały głównie dyslokacje poprzeczne, narzucając młodszej tektonice swoją orientację.

*Dyslokacje podłużne*

Z zarejestrowanych na profilach sejsmicznych kilku dyslokacji podłużnych, największe znaczenie posiada niewątpliwie dyslokacja Ursynów-Kazimierz (fig. 8 i 9). Oddziela ona zapadniętą strefę rowu lubelskiego z rozwiniętym kompleksem utworów dewonu i karbonu od wyniesionej strefy radomsko-kraśnickiej, charakteryzującej się występowaniem różnych ogniw dewonu, leżących bezpośrednio pod mezozoikiem. Przebieg tej dyslokacji oraz wielkości przemieszczeń pionowych dokumentują cztery poprzeczne profile wierceń. Poczynając od północy, są to:

- Pionki 1, Ursynów 1;
- Pionki 5, Pionki 4, Pionki 2, Pionki 3;
- Zwoleń 1, Policzna 1;
- Łagów 2, Łagów 1.



Jak wynika z uzyskanych danych, amplituda zrzutu skrzydła północno-wschodniego jest bardzo różna wzdłuż jego przebiegu.

Największą wartość — przekraczającą 2000 m — stwierdzono w strefie Łagowa (fig. 10), gdzie wzdłuż uskoku kontaktują ze sobą utwory dewonu dolnego (zigen i ems — Łagów 2) z karbonem górnym (westfal — Łagów 1).

W kierunku północno-zachodnim oraz południowo-wschodnim wielkość zrzutu stopniowo maleje. Na wysokości wierceń Zwoleń 1 i Policzna 1 oraz Pionki 5, 4, 2 i 3 (fig. 9) wynosi on już 1500 do 1000 m, na co wskazują kontaktujące ze sobą wzdłuż uskoku utwory dewonu górnego (Pionki 4 i 5) i środkowego (Zwoleń 1) z karbonem górnym (westfal — Pionki 2 i 3 oraz Policzna 1).

Najmniejsza amplituda zrzutu wynosząca około 800 m występuje w północno-zachodniej części omawianej dyslokacji. W profilu otworu Pionki 1 pod triasem na głęb. 1385,0 m osiągnięte zostały utwory dewonu dolnego (zigen + ems), podczas gdy analogiczne osady w profilu otworu Ursynów 1 leżą pod karbonem dopiero na głęb. 2218,0 m. Różnica w głębokości występowania stropu tych utworów wynosząca 833 m jest wartością przybliżoną istniejącego przemieszczenia pionowego.

Wiek tej dyslokacji przyjmowany za asturyjski wydaje się słuszny w odniesieniu do powstania rowu lubelskiego, jednak szczegółowa analiza udziału poszczególnych serii stratygraficznych i ich zaangażowanie wyrażone stopniem przemieszczeń pionowych wskazują na bardziej skomplikowany przebieg jej powstania.

Z analizy dyslokacji wieku asturyjskiego na obszarze całego rejonu lubelskiego wynika, że większość z nich powstała na starszych, bretońskich założeniach np. w rejonie Niedrzwicy, gdzie dokumentuje to silna redukcja (erozyjna) warstw górnego famenu na skrzydle północnym. Zarówno w tym przypadku, jak i we wszystkich innych, wielkość zrzutów spowodowanych działalnością fazy asturyjskiej na omawianym obszarze jest bez porównania mniejsza i przekracza 100 m, a maksymalnie osiąga 200 m.

W świetle powyższego, stwierdzone w dyslokacji Ursynów-Kazimierz zrzuty powyżej 2000 m świadczą niewątpliwie o jej bretońskim założeniu. Wydaje się jednak, że i w późniejszym okresie, a przede wszystkim w karbonie i po permie, zaznaczyły się niewielkie ruchy wznoszące skrzydła SW (przy równoczesnym obniżeniu NW), co potwierdza brak cechsztynu po tej stronie dyslokacji (otwory Pionki 4 i Pionki 1) oraz jego występowanie po stronie NE (otwory Pionki 2, Pionki 3 oraz Ursynów 1 — fig. 13).

Z pozostałych dyslokacji podłużnych duże znaczenie posiada jeszcze wydzielony, przez autora niniejszego, uskok Bąkowej, wyznaczony na materiale sejsmicznym między otworami Bąkowa IG-1, gdzie występują osady dewonu górnego, i Ciepeliów IG-1, w którym obecny jest tylko

dewon dolny. Obszar położony na południowy zachód od tego uskoku obniżony został o około 800—1000 m w stosunku do rejonu przyległego od północnego wschodu. Założenia uskoku Bąkowej są niewątpliwie bretońskie, chociaż późniejsze ruchy mogły go odnawiać.

Ostatnia podłużna strefa dyslokacyjna, towarzysząca od NE uskowi Kazimierz-Ursynów, zaznacza się w utworach karbonu, ale — jak wynika z przekrojów sejsmicznych — amplitudy zrzutu są tu niewielkie i wynoszą około 100 m.

Pozostałe podłużne strefy dyslokacyjne śledzone są na niewielkich odcinkach w rejonie otworów Pionki 4 oraz Ciepeliów IG-1. Nie odegrały one jednak większej roli w budowie omawianego obszaru, a wielkość zrzutów jest nieznaczna.

### *Dyslokacje poprzeczne*

Dyslokacje tego rodzaju stanowią, obok walnej dyslokacji podłużnej Ursynów-Kazimierz, główny element w budowie strukturalnej omawianego obszaru (fig. 9). Widoczne to jest szczególnie w części południowo-zachodniej, gdzie autor wydziela trzy takie dyslokacje o amplitudach dochodzących do 1000 m. Rozczłonkują one centralną strefę Pionki-Zwoleń na cztery niezależne bloki. Konsekwencją tak znacznych przemieszczeń pionowych było późniejsze zdenudowanie na wyniesionych blokach, górnych i środkowych ogniw dewonu, a zachowanie ich w blokach obniżonych. Potwierdziły to wiercenia Pionki 1 i 4 usytuowane po obu stronach uskoku Pionek, oraz wiercenia Zwoleń 1 i Łągów 2, znajdujące się po obu stronach uskoku Zwolenia. Brak jest natomiast jeszcze bezpośrednich danych dla oceny wielkości zrzutu trzeciego uskoku poprzecznego, który autor nazywa uskokiem Ciepeliowa. Jednak i tu, jak wynika z profili sejsmicznych, skrzydło SE jest wyniesione, co potwierdzają, wykonane już na obszarze nie wchodzącym w ramy tej pracy, wiercenia rejonu Opola Lubelskiego. Uskok Pionek, przbiegający w północno-zachodniej części obszaru, rozdzielony jest w strefie Pionek podłużną walną dyslokacją Ursynów-Kazimierz z wyraźnym przesunięciem poziomym na NW odcinka wschodniego. Wzdłuż całego przebiegu tego uskoku skrzydło południowe jest zrzucone, przy czym wielkość zrzutu w strefie wierceń Pionki 1 i 4 jest większa od 535 m, a w strefie otworów Ursynów 1, Pionki 2 i 3 przekracza 1000 m (w profilu otworu Ursynów 1 strop dewonu oniżnięto na głęb. 2218,0 m, a w profilu wiercenia Pionki 3 nie przebito karbonu do głęb. 3208,0 m).

Stwierdzenie tak znacznych różnic w wielkości zrzutu skrzydła południowego po obu stronach podłużnej dyslokacji Ursynów-Kazimierz oraz występowanie w profilu otworu Ursynów 1 bezpośrednio pod karbonem osadów dolnego dewonu świadczą niewątpliwie o bretońskich zało-

zeniach tej dyslokacji oraz późniejszym asturyjskim jej odnowieniu przy najmniej w części wschodniej.

Uskok Zwolenia, tnący w części SW utworzy dewonu, a w NE karbonu, w obu przypadkach udokumentowany jest wierceniami. W części południowo-zachodniej są to otwory Zwoleń 1 i Łągów 2, a w części północno-wschodniej wiercenia Policzna 1 i Łągów 1. Przebiega on, podobnie jak i uskok Pionek, po obu stronach dyslokacji Ursynów-Kazimierz z nieznacznym poziomym przesunięciem części wschodniej ku północnemu zachodowi.

Wielkość zrzutu skrzydła północno-zachodniego jest trudna do określenia, gdyż otwór Zwoleń 1, po osiągnięciu dolomitów, prawdopodobnie środkowego dewonu, został zlikwidowany ze względu na trudności techniczne. Z analizy przekrojów sejsmicznych wynika jednak, że wielkość ta mieści się w granicach 500—800 m. Również w części wschodniej, z uwagi na brak szczegółowej stratygrafii osadów karbonu w profilach otworów Policzna 1 i Łągów 1, nie można definitywnie ustalić wielkości zrzutu. Orientacyjnie waha się ona w granicach 100—150 m. Fakty powyższe świadczą, że w części wschodniej uskok — niewątpliwie bretoński — odnowiony został w fazie asturyjskiej.

Ostatnia z głównych dyslokacji poprzecznych, uskok Ciepiewa, rozpoznana została w części wschodniej wierceniami Łągów 1 i Kazimierz 2. Zaznacza się ona w osadach karbonu zrzutem południowo-wschodniego skrzydła o około 100 m. W części południowo-zachodniej rozpoznanie tej dyslokacji jest mniej dokładne, z uwagi na odległość w jakiej usytuowane są wiercenia rejonu Opola Lubleskiego. Z analizy profili sejsmicznych wynika, że zrzucone zostało skrzydło południowe o około 300—500 m. Również i ten uskok, o niewątpliwie bretońskich założeniach, w części północno-wschodniej odnowiony został w fazie asturyjskiej.

### *Struktury fałdowe*

Z interpretacji profili sejsmicznych wynika, że oprócz sieci dyslokacji zaznaczają się w obrębie wyniesionej centralnej strefy Pionki-Zwoleń zaburzenia typu fałdowego, układające się zgodnie z jej ciągłością (fig. 9).

W pobliżu walnej dyslokacji Ursynów-Kazimierz przebiega antyklina Pionki-Łągów z przyległą od południa synkliną Zwolenia. Prostoliniwny w zasadzie przebieg osi antykliny świadczy o braku przesunięć poziomych na uskokach poprzecznych (fig. 8).

Na południowym zachodzie występują dwie dalsze, choć niewielkie antykliny Zwolenia i Ciepiewa zanurzające się ku północnemu zachodowi i przedzielone płytką synkliną. Na wysokości uskoku Zwolenia zanika antyklina Ciepiewa, a Pionek — antyklina Zwolenia.

Na obszarze występowania karbonu obserwuje się jedynie wielkie synklinalne obniżenie, którego oś przebiega wzdłuż linii Kozienice-Puławy, zanurzając się w kierunku północno-zachodnim.

Na wysokości Dębłina osady karbonu tworzą wyraźną formę antyklinalną, która przedłuża się w kierunku SE w regionalny antyklinalny ciąg strukturalny wydzielony pod nazwą Dęblin-Abramów-Świdnik.

Według W. Pożaryskiego i H. Tomczyka (1969) występujące tu fałdy są brachyantyklinalne i genetycznie związane z kompresją tego obszaru, czego dowodzą, zdaniem tych autorów, również liczne uskoki typu odwróconego.

### *Permo-mezozoiczny kompleks strukturalny*

W budowie tego kompleksu biorą udział utwory od permu do kredy włącznie. Występowanie tych osadów jest wyraźnie zróżnicowane terytorialnie, na co duży niewątpliwie wpływ miało ukształtowanie powierzchni erozyjnej dewońsko-karbońskiego kompleksu strukturalnego.

Najpełniejszy rozwój osadów oraz wzrost miąższości występuje w części północno-zachodniej, w rejonie Ursynów-Kozienice (fig. 6). W wierceniach Ursynów 1, Pionki 2 i 3 piętro to reprezentują osady permu, triasu, jury i kredy o łącznej miąższości w granicach 1600,0—1700,0 m.

Na południu w otworach Pionki 1 i 4 oraz Zwoleń 1 stwierdza się już tylko występowanie osadów triasu, jury i kredy, których miąższość maleje do około 1300 m, a na pozostałym obszarze występują tylko utwory jury i kredy o miąższości około 1200 m.

Model przestrzenny utworów permo-mezozoicznego kompleksu strukturalnego cechuje duża prostota budowy, odróżniająca go wyraźnie od podścielającego dewońsko-karbońskiego, chociaż występują też i pewne reminiscencje tego ostatniego. Osady permo-mezozoiczne tworzą ciągłą pokrywę o spokojnym ułożeniu w części północno-wschodniej i pofałdowaną w części południowo-zachodniej, powtarzając w pewnym sensie warwscyjski model strukturalny obu tych stref (fig. 10 i 11).

Granica stref przebiega na walnej dyslokacji Ursynów-Kazimierz, której obecność przejawiała się w fleksuralnym przegięciu serii jurajsko-kredowych i być może triasu (fig. 11). Po cechsztynie nastąpiło prawdopodobnie odnowienie tej strefy i wypiętrzenie całego wyniesienia radomsko-krańnickiego, o czym może świadczyć obecność osadów tego wieku po NE stronie dyslokacji (wierceni Ursynów 1, Pionki 2 i 3), a ich brak po stronie SW (wierceni Pionki 1 i 4 oraz dalej na NW wierceni Lisów 1 i Białobrzegi IG-1).

Występujący obecnie na południowy zachód od wspomnianej dyslokacji kompleks permo-mezozoiczny ujęty został w stosunkowo wąskie ciągi strukturalne, ukształtowane na dewońskich założeniach. Najwyraźniej zaznaczająca się tu antyklina Pionki-Zwoleń-Kazimierz, z towarzy-

sząca jej synkliną Zwolenia, osiąga amplitudy 150—200 m. Biegnie ona przez cały omawiany obszar z północnego zachodu na południowy wschód. Dwie następne antykliny (Zwolenia i Ciepiewowa) zaczynają się w południowej części terenu, podnosząc się wyraźnie w kierunku SE.

Po stronie północnej dyslokacji Ursynów-Kazimierz osady permomezozoiczne tworzą szerokopromienną synklinę, której oś zanurza się w kierunku północno-zachodnim, czemu towarzyszy stopniowe uzupełnianie starszych ogniw stratygraficznych tego piętra strukturalnego i wzrost ich miąższości.

Działalność późniejszych ruchów tektonicznych w utworach mezozoiku omawianego obszaru jest mało czytelna. Jednakże z analizy miąższości poszczególnych ogniw triasu na obszarze badanym oraz przyległym od zachodu mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich przypuszczać można, że mogło to być związane z pionowymi ruchami wywołanymi przejawami fazy laramijskiej. Przejawy te dokumentuje współczesne ukształtowanie stropu triasu na obu tych obszarach. Na terenie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w Ostałowie, strop triasu znajduje się na głęb. 304 m, w rejonie Pionek natomiast przebiega na głęb. 1200—1300 m, a na północny wschód od uskoku Ursynów-Kazimierz nawet na głęb. 1400—1500 m. Wynika stąd, że w fazie laramijskiej mezozoiczne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich wyniesione zostało o około 1000 m.

Rejon Pionek zaś, w stosunku do obszaru leżącego na północny wschód od dyslokacji Ursynów-Kazimierz, wyniesiony został tylko o około 100 m.

Przemieszczenie pionowe obu tych stref, leżących po dwóch stronach uskoku Ursynów-Kazimierz, przebiegało zapewne w sposób ciągły, co doprowadziło do wcześniej już omawianego fleksuralnego przegięcia utworów mezozoiku (fig. 11), a nie dyslokacyjnego ich przerwania.

#### ROZWÓJ BASENÓW SEDYMENTACYJNYCH

Odtworzenie historii kształtowania się dzisiejszego obrazu strukturalnego rejonu Pionki-Zwoleń w świetle posiadanych danych możliwe jest dopiero od syluru. Osady tego wieku stanowią bowiem najstarsze ogniwo stratygraficzne rozpoznane wiertniczo na tym obszarze.

Występują one w wierceniu Ciepiewów IG-1 w facji iłowcowej głębokiego zbiornika morskiego, który na południowym wschodzie prawdopodobnie łączył się bezpośrednio z obniżeniem lwowskim, a na południowym zachodzie z morzem obszaru Gór Świętokrzyskich.

W żedynie i zigenie kontynuuje się sedymentacja w przetrwałym od syluru zbiorniku morskim, lecz w nieco zwężonych granicach. Już w żedynie zaznacza się jednak stopniowa regresja morza, widoczna początkowo w północno-wschodniej części obszaru lubelskiego (Pajchłowa 1970),

która stopniowo posuwa się ku zachodowi, rejestrując się powolną zmianą facji na bardziej płytkowodną. W górnej części zigeny dolnego, na omawianym obszarze, spłylenie jest już wyraźne, na co wskazują przewarstwienia piaszczyste.

W zigenie górnym morze wycofuje się i tworzą się tu pstre, mułowcowo-piaszczyste osady old redu. H. Łobanowski (1967a), analizując rozwój osadów tego wieku w profilu otworu Pionki 4 uważa, że tworzyły się one w zbiorniku płytkowodnym, za czym przemawia przekątne warstwowanie osadów i ich pstre zabarwienie. Równocześnie występowanie szczątków ryb pancernych, przy braku fauny bezkręgowców wskazuje, zdaniem tego autora, na wysłodzenie zbiornika. Zmiana warunków morskich na lądowe ma zapewne związek z działalnością orogenezy młodokaledońskiej (faza eryjska) zaznaczoną na obszarze Pionki-Zwoleń w postaci niewielkich dyskordancji w zigenie. Powstały w tym czasie ponad 1000-metrowy kompleks osadów wskazuje wyraźnie na znaczną labilność obszaru. Sedymentacja typu old redu trwała miejscami do dolnego eiflu, kiedy to na obszar Pionki-Zwoleń wkroczyło od zachodu i południowego zachodu morze. Powstały tu osady węglanowe z przeławieniami piaszczystymi rejestrującymi wahania dna morskiego. W żywocie na całym obszarze lubelskim panują już warunki morskie.

W ciągu dewonu środkowego zaznacza się dźwiganie struktury Pionki-Zwoleń, prowadząc do rozbitcia tej części basenu dewońskiego na rów mazowiecko-lubelski (na NE) i rów Bąkowej-Kraśnika (na SW).

W dewonie górnym następuje wyrównanie typu sedymentacji, jako wynik stabilności dna morskiego. Powstają tu osady węglanowe przy dominacji wapieni koralowych (otwory Pionki 4 i 5), zwłaszcza we franie. W famenie morze się pogłębia, a pod koniec tego piętra zaznacza się na obszarze lubelskim powolna regresja, wyrażona w profilu otworu Opole Lubelskie 5 zmianą osadów na marglisto-ilasto-dolomityczne.

Po górnym famenie, w wyniku działania faz bretońskich, występujące tu osady zostały pocięte dyslokacjami, czemu towarzyszyło pasywne utworzenie się antyklin i synklin. Powstałe bloki przemieszczane zostały pionowo względem siebie, a następnie poddane intensywnym procesom denudacyjnym. Konsekwencją było całkowite zdarcie utworów famenu, natomiast osady franu zachowały się jedynie na bloku środkowym (otwory Pionki 4 i 5). Na blokach północnym i południowym usunięte zostały utwory dewonu po zigen i ems (fig. 9).

Na zdenudowaną powierzchnię dewońską wkroczył w wizenie środkowym (Korejwo & Teller 1971) płytki zbiornik, w którym zróżnicowana wielkość subsydencji na poszczególnych blokach spowodowana była zmienną ich labilnością. Większa, obserwowana w SW części obszaru lubelskiego, spowodowała powstanie około 400 m osadów wizenu (rejon Niedrzwica-Komarów). Mniej intensywne osadzanie natomiast istniało w strefie Dębłina, gdzie powstało w tym czasie zaledwie 40—80 m osadów.

Brak zachowanych osadów karbonu w części południowo-zachodniej rejonu Pionki-Zwoleń (fig. 5 i 9) nie pozwala ustalić zachodniej granicy zbiornika. Niewątpliwie nie pokrywała się ona ze strefą dyslokacyjną Ursynów-Kazimierz, wyznaczającą dzisiejszy zasięg występowania utworów karbonu, o czym świadczy brak w tej strefie osadów przybrzeżnych lub plażowych. Wydaje się, że sedymentacja karbońska miała miejsce również na znacznej części wyniesienia radomsko-kraśnickiego, ale była tu ona zapewne bardzo mała. Podobne zjawisko zachodziło na bloku Ursynowa, gdzie przy stosunkowo pełnym rozwoju stratygraficznym miąższość osadów karbońskich jest kilkakrotnie mniejsza niż na blokach sąsiednich (np. w profilu otworu Pionki 3). Zjawisko to może świadczyć o synsedymencyjnym kształtowaniu się dna zbiornika, co w konsekwencji doprowadziło do powstania pasywnych antyklin.

W karbonie górnym (namurze) zaznacza się powolny zanik sedymentacji morskiej i zaczynają dominować utwory pochodzenia jeziornego. W namurze górnym, według K. Korejwo i L. Tellera (1971), zanika właściwie paraliczny typ sedymentacji, a w westfalu przeważa już sedymentacja limniczna.

Pod koniec westfalu zaznaczyła się działalność fazy asturyjskiej, przejawiająca się przede wszystkim w odnowieniu starszych założeń bretońskich, a ukształtowana w tym czasie dyslokacja Ursynów-Kazimierz stanowi zachodnią granicę rowu lubelskiego.

W dolnym permie trwała denudacja i dopiero w cechsztynie od północnego zachodu wkroczył zalew morski, który ustalił się w strefie Ursynowa i Pionek.

Na pograniczu cechsztynu i triasu słabo zaznaczyła się działalność fazy palatynackiej. Wyniesiona została wówczas SW część obszaru wzdłuż dyslokacji Ursynów-Kazimierz. Spowodowało to zdercie osadów cechsztynu w tej części, a ich zachowanie w obniżonej — północno-wschodniej (fig. 13).

Transgresja triasowa zapoczątkowana w pstryim piaskowcu charakteryzowała się zwiększonym, przekraczającym w stosunku do cechsztynu, zasięgiem zbiornika. Widoczne to jest w północnej części wyniesienia radomsko-kraśnickiego, gdzie osady triasu leżą bezpośrednio na różnych ogniwach dewonu. Początkowo w płytkim zbiorniku pstręgo piaskowca zaznaczały się okresowe wpływy morskie, wyrażone cienkimi wkładkami wapieni i dolomitów wśród brunatnowiśniowych i czerwonych piaskowców i iłowców, podścielonych zlepieńcem podstawowym. W środkowym pstryim piaskowcu osady tworzyły się w płytkich rozlewiskach, miejscami okresowo wysychających. Zaznacza się tu również działalność wód płynących, prawdopodobnie okresowych rzek, które transportowały materiał skalny z rozciągającego się na wschodzie lądu. Nie jest do dziś wyjaśnione, czy obecne są tu osady odpowiadające całemu pstręmu piaskowcowi środkowemu, czy też tylko ich część niższa. Można przypuszczać

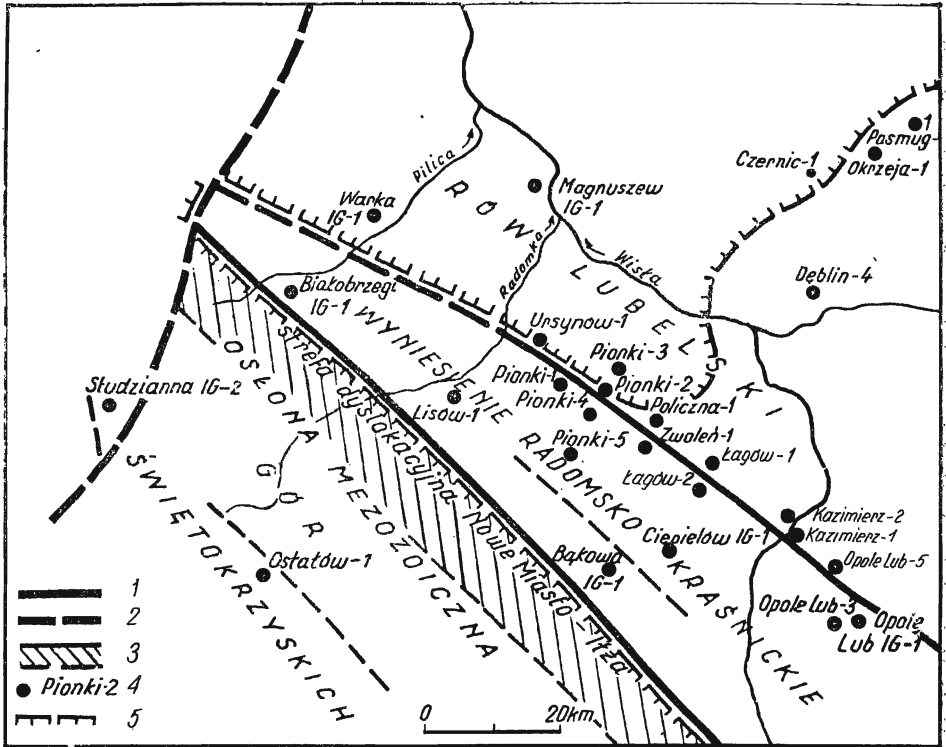


Fig. 13

## Szkic zasięgu utworów cechsztynu

1 dyslokacje stwierdzone, 2 dyslokacje przypuszczalne, 3 strefa dyslokacyjna, 4 otwory wiertnicze, 5 zasięg utworów cechsztyńskich

## Sketchmap of the limit of Zechstein deposits

1 observed dislocations, 2 hypothetic dislocations, 3 dislocation zone, 4 boreholes, 5 limit of the Zechstein deposits

jednak, że brak jest wyższej części osadów, ponieważ utwory retu, zaczynające się zlepieńcem podstawowym, leżą z przerwą sedymentacyjną, która trwała na obszarze Pionki-Zwoleń do górnego retu, kiedy to w wyniku drugiej transgresji na omawiany obszar wkroczyło morze i powstał zbiornik płytkomorski. W strefie brzeżnej zbiornika osadziły się utwory piaszczysto-ślasto-margliste.

Na początku osadzania się wapienia muszlowego nastąpiło nieznaczne pogłębienie zbiornika, spowodowane zapewne przesunięciem się brzegu morskiego dalej ku wschodowi. Przejście osadów od retu do wapienia muszlowego posiada charakter ciągły.

Sedymentacja osadów wapienia muszlowego odbywała się przez cały czas w warunkach płytkiego zbiornika morskiego. Na początek kajpru przypada wyraźne spłylenie i wysłodzenie zbiornika, ale osady kajpru dolnego pozostają w ciągłości sedymentacyjnej z górnym wapieniem mu-



szlowym. Należy przypuszczać, iż na omawianym terenie istniały również osady kajpru górnego. Tych jednak obecnie nigdzie nie napotkano, gdyż zostały zniszczone wraz z częścią kajpru dolnego, a na terenach położonych bardziej na wschód, również łącznie z niższymi ogniwami triasu. Nastąpiło to podczas wynurzenia, jakiemu uległ omawiany obszar w wyniku epejrogenезы eokimeryjskiej na pograniczu kajpru i retyku.

Utwory retyku powstały w płytkich, wysłodzonych zbiornikach wodnych, do których znoszony był materiał z pobliskich obszarów lądowych. Zasięg utworów retyku, leżących niezgodnie na różnych ogniwach triasu i na utworach paleozoicznych, był nieco większy niż niższych ogniw triasu.

Po osadzeniu się retyku analizowany obszar został wyniesiony i przez cały czas trwania sedymentacji liasu pozostawał lądem. Kolejna transgresja morska następuje dopiero w środkowej jurze (Dayczak-Calikowska 1969), rozpoczynając zlepieńcem podstawowym nowy cykl sedymentacyjny. Początkowo zaznaczają się okresowe przerwy sedymentacyjne, udokumentowane występowaniem rozmyć i zlepieńców śródformacyjnych w osadach batonu i na jego granicy z kelowejem. W oksfordzie dolnym postępująca od NW ku SE transgresja płytkiego morza obejmuje coraz większe obszary Lubelszczyzny, pokrywając w całości omawiany rejon. W jurze górnej następuje ujednoczenie facji na całym obszarze, a zbiornik morski trwa aż do kimerydu. Z końcem tego okresu może wycofuje się z omawianego obszaru i rozpoczyna się intensywna denudacja. Przerwa sedymentacyjna, jako wynik działalności wczesnych faz młodokimeryjskich, objęła najwyższą jurę i dolną kredę aż po walanżyn. Zalew dolnokredowy w północnej części obszaru następuje w walanżynie, natomiast w części południowej — dopiero w albie.

W kredzie górnej największe nasilenie transgresji przypada na okres między turonem a kampanem, przy jednoczesnym wyrównaniu typu sedymentacji. W mastrychcie działalność fazy laramijskiej powoduje wycofanie się morza i kształtuje ostatecznie formy strukturalne. Powtarzając w zasadzie założenia waryscyjskie, bądź też na ich tle, powstają niewielkie nowe elementy, do których należy na przykład fleksuralne przegięcie kompleksu mezozoicznego wzdłuż dyslokacji Ursynów-Kazimierz.

#### UWAGI KOŃCOWE

W podsumowaniu wyników badań w rejonie Pionki-Zwoleń należy podkreślić szereg istotnych momentów.

1. Profil stratygraficzny osadów rozpoznany od syluru po kredę najpełniej reprezentowany jest w północnej części obszaru. Jest to wynikiem ogólnej tendencji panującej na obszarze lubelskim do stopniowego

uzupełniania profilu z południa na północ. Znajduje to szczególnie swój wyraz w rozwoju osadów permu, triasu, jury dolnej i kredy dolnej w części północnej, a ich braku w południowej. Obserwowane współcześnie zasięgi występowania wymienionych utworów przebiegają z SW ku NE, a więc skośnie do rozciągłości rowu lubelskiego (fig. 6). Jedyne w permie, którego osady sedymentowały na zróżnicowanej morfologicznie powierzchni utworów starszych, obserwuje się odstępstwo od tego kierunku, wyrażone cofnięciem się ku północy zasięgu występowania tych utworów w strefie blokowo wydźwigniętego podniesienia radomsko-kraśnickiego (fig. 13).

2. Między osadami poszczególnych systemów, a często i w ich obrębie, występują liczne luki i nieciągłości natury tektoniczno-erozyjnej. Jedyne na granicy syluru/dewon stwierdzona została ciągłość sedymentacyjna, która — według H. Tomczyka (1969) i A. M. Żelichowskiego (1969) — obserwowana jest również w innych punktach obszaru lubelskiego.

3. W prześlędzonym od syluru rozwoju historycznym obszaru rejestruje się okresy wzmożonej subsydencji, udokumentowanej na poszczególnych blokach wydatnym wzrostem miąższości osadów. Fakty takie zaobserwowano zarówno na SW od walnej dyslokacji Ursynów-Kazimierz (old red 1000 m miąższości), jak i na NE (karbon górny 1500 m miąższości). Jednakże już od permu zaznacza się większa stabilność rejonu.

4. W budowie tektonicznej główną rolę odegrała działalność waryscyjska zaakcentowana fazami bretońską i asturyjską. Przejawy tektoniki alpejskiej nie miały większego wpływu na generalny układ warstw rejonu Pionki-Zwoleń, ograniczając się jedynie do retuszu. Rów lubelski, którego istnienie i wiek hercyński J. Znosko sygnalizował już w 1959 roku a następnie w 1964 roku, zdaniem A. M. Żelichowskiego (1964, 1969), powstał w wyniku działania fazy asturyjskiej. Ma to niewątpliwie swoje uzasadnienie. W tym czasie nastąpiło bowiem jego ostateczne uformowanie w postaci zbliżonej do dzisiejszej. Wydaje się jednak, że główne założenia utworzone zostały już w fazie bretońskiej, kiedy to powstała walna dyslokacja Ursynów-Kazimierz, wyznaczająca SE granicę rowu lubelskiego. Za bretońskim wiekiem powstania tej dyslokacji przemawia między innymi również około 2000 m wynosząca amplituda zrzutu, wielkość nie sptykana na obszarze lubelskim przy dyslokacjach wieku asturyjskiego.

*Zakład Opracowań Geologicznych  
Górnictwa Naftowego — GEONAF TA  
00-537 Warszawa, ul. Krucza 6/14  
Warszawa, we wrześniu 1972 r.*

## LITERATURA CYTOWANA

- DADLEZ R. 1970. Jura dolna. *In*: Budowa geologiczna niecki warszawskiej. Opracowanie zespołowe pod kierunkiem W. Pożaryskiego i S. Marka. Inst. Geol. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. 1969. Jura środkowa. *In*: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego. — Prace Geostrukturalne. Inst. Geol. Warszawa.
- DRWIŁA S. 1964. Opracowanie badań sejsmicznych wykonanych w rejonie Kozienice-Zwoleń. Arch. Zakł. Oprac. Geol. Gór. Naft. — GEONAF TA. Warszawa.
- HĄJŁASZ B. 1968. Dolnodewońskie tentakulity z otworu wiertniczego Ciepiałów IG-1 (Lower Devonian Tentaculites from borehole Ciepiałów IG-1). — Kwartalnik Geol., t. 12, nr 4. Warszawa.
- JAKUBOWSKA L. 1968. Badania paleobotaniczno-stratygraficzne osadów dewońskich z wiercenia Ciepiałów IG-1 i Dorohucza IG-1 (Paleobotanic stratigraphical studies on Devonian deposits pierced by boreholes Ciepiałów and Dorohucza). — *Ibidem*, t. 12, nr 3.
- KARNKOWSKI P. & SENKOWICZ E. 1967. Perspektywy poszukiwań za ropą i gazem ziemnym w obniżeniu podlaskim i północnej części synklinorium lubelskiego. — Geofiz. i Geol. Naft., nr 3. Kraków.
- & TARNOWSKI H. 1963. Projekt robót geologicznych w rejonie Radomia-Kozienic. Arch. Zakł. Oprac. Geol. Gór. Naft. — GEONAF TA. Warszawa.
- KOREJWO K. & TELLER L. 1968a. Stratygrafia karbonu w zachodniej części niecki lubelskiej (The Carboniferous of the western part of the Lublin basin). — Acta Geol. Pol., vol. 18, no. 1. Warszawa.
- & — 1968b. Stratygrafia karbonu z otworu Kazimierz 1. Arch. Zakł. Oprac. Geol. Gór. Naft. — GEONAF TA (*niepublikowane — unpublished*). Warszawa.
- & — 1971. Karbon stuktury Dębina (The Carboniferous of the Dęblin structure). — Acta Geol. Pol., vol. 21, no. 2. Warszawa.
- KRASSOWSKA A. 1965. Przekrój geologiczny Puławy-Radzyń (Geological cross section Puławy-Radzyń). — Kwartalnik Geol., t. 9, nr 2. Warszawa.
- 1969. Kreda. *In*: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego. — Prace Geostrukturalne. Inst. Geol. Warszawa.
- & KULCZYCKI J. 1963. Dewon w okolicy Ciepiałowa (Devonian system in the Ciepiałów vicinity, Św. Krzyż Mts). — Przegląd Geol., nr 8. Warszawa.
- LUBELSKI S. 1969. Opracowanie badań sejsmicznych (reinterpretacja) wykonanych w zachodniej części synklinorium lubelskiego w rejonie Kozienice-Zwoleń. Arch. Zakł. Oprac. Geol. Gór. Naft. — GEONAF TA. Warszawa.
- ŁOBANOWSKI H. 1967a. Stratygrafia i litologia utworów dewońskich z otworu wiertniczego Pionki 4. *Ibidem*.
- 1967b. Stratygrafia i litologia utworów dewońskich z otworu wiertniczego Pionki 5. *Ibidem*.
- MAREK S. 1968. Zarys stratygrafii kredy dolnej niecki brzeźnej (Outline of the Lower Cretaceous stratigraphy in the marginal through). — Kwartalnik Geol., t. 12, nr 2. Warszawa.
- 1970. Kreda dolna. *In*: Budowa geologiczna niecki warszawskiej. Inst. Geol. Warszawa.
- MILACZEWSKI L. 1969. Dewon. *In*: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego. — Prace Geostrukturalne. Inst. Geol. Warszawa.
- MITURA F. & KOZIKOWSKI H. 1967. Zagadnienia strukturalne i geochemiczne regionu lubelsko-nadbużańskiego w świetle perspektyw ropo- i gazonośności (Structural and geochemical problems of the Lublin-Nadbuże region in light of oil and gas fields). — Prace Inst. Naft. Katowice.

- MROŻEK K. & WANDAS T. 1969. Stratygrafia oraz dokumentacja wynikowa wiercenia Pionki 3. Arch. Przedsiębiorstwa Poszuk. Naft. Kraków.
- MYŚKO A. 1969. Struktura Dębłina-Żyrzyna. *In: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego.* — Prace Geostrukturalne. Inst. Geol. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T. 1969. Jura górna. *In: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego.* — *Ibidem.*
- PAJCHŁOWA M. 1964. Wstępne dane o dewonie na Niżu Polskim (Preliminary data on Devonian in the Polish Lowland area). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, nr 2. Warszawa.
- 1970. Dewon. *In: Geologia i surowce mineralne Polski.* — *Biul. Inst. Geol.* 251. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. 1961. Kredowy i jurajski rów lubelski (The Cretaceous and Jurassic Lublin graben). — *Kwartalnik Geol.*, t. 5, nr 4. Warszawa.
- POKORSKI J. 1969. Perm. *In: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego.* — Prace Geostrukturalne. Inst. Geol. Warszawa.
- POZARYSKA K. 1952. Zagadnienia sedimentacji górnego mastrychtu i danu okolic Puław (The sedimentological problems of Upper Maestrichtian and Danian of the Puławy environment, Middle Vistula). — *Biul. Państw. Inst. Geol.* 6. Warszawa.
- POZARYSKI W. 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem a Kraśnikiem (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik, Central Poland). — *Ibidem*, 46.
- 1956. Jura. Kreda, Tektonika. *In: Regionalna Geologia Polski*, t. 2. Region Lubelski. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego (Outline of Paleozoic and Mesozoic tectonics of the Polish Lowland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, nr 1. Warszawa.
- & TOMCZYK H. 1969. Schemat podziału tektonicznego Polski (An outline of vertical tectonic classification of Poland). — *Biul. Inst. Geol.* 236. Warszawa.
- SENKOWICZ E. 1969a. Trias. *In: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego.* — Prace Geostrukturalne. Inst. Geol. Warszawa.
- 1969b. Struktura Kazimierza-Ursynowa. — *Ibidem.*
- 1969c. Struktura Opola Lubelskiego. — *Ibidem.*
- SENKOWICZOWA H. & SENKOWICZ E. 1969. Osady triasowe na pograniczu mezozoicznej osłony Gór Świętokrzyskich i synklinorium lubelskiego (Triassic deposits at the boundary of the Mesozoic cover of Świętokrzyskie Mts and the marginal synclinorium). — *Kwartalnik Geol.*, t. 14, nr 3. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. & ZNOSKO J. 1959. Projekt mapy tektonicznej Polski jako część mapy tektonicznej Europy (Program of a tectonic map of Poland as part of an European Tectonic Map). — *Ibidem*, t. 3, nr 1.
- & — 1964. The area of Hercynian folding within Poland. *In: Tectonics of Europe.* Moscow.
- STYK O. 1965. Otwornice i małżoraczkę triasu w południowej części Gór Świętokrzyskich (The Triassic Foraminifers and ostracods in the southern part of the Święty Krzyż Mts). — *Kwartalnik Geol.*, t. 9, nr 4. Warszawa.
- TELLER L. 1969. The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites. — *Acta Geol. Pol.*, vol. 19, no. 3. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1966. Sylur. *In: Dokumentacja wynikowa wiercenia oporowego Ciepiałów IG-1.* Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1968. Post-Ludlowian and Pre-Gedinian deposits in Poland. — 23 Intern. Geol. Congress. vol. 9. Praga.
- 1969. Sylur. *In: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego.* — Prace Geostrukturalne. Inst. Geol. Warszawa.

- ZNOSKO J. 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpacciej Polski (Present status of knowledge of geological structure of deep substratum of Poland beyond the Carpathians). — *Kwartalnik Geol.*, t. 6, nr 3. Warszawa.
- 1965. Problemy kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce (The problem of Caledonides and the border of Pre-Cambrian Platform in Poland). — *Biul. Inst. Geol.* 188. Warszawa.
- 1966. Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy (Geological units of Poland and their situation in the tectonics of Europe). — *Kwartalnik Geol.*, t. 10, nr 3. Warszawa.
- 1970. Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. *In: Geologia i surowce mineralne Polski.* — *Biul. Inst. Geol.* 251. Warszawa.
- ZELICHOWSKI A. M. 1964. Zarys budowy geologicznej lubelskiego basenu karbońskiego (Outline of geological structure of the Lublin Carboniferous Basin). — *Przegląd Geol.*, nr 10. Warszawa.
- 1969a. Rozwój tektoniczny. *In: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego.* — *Prace Geostrukuralne. Inst. Geol.* Warszawa.
- 1969b. Karbon. — *Ibidem.*
- 1972. Antyklina Opole Lubelskie — Zakrzew (Antycline Opole Lubelskie — Zakrzew, Central Lublin Region). — *Kwartalnik Geol.*, t. 16, nr 2. Warszawa.

---

### SUMMARY

**ABSTRACT:** The geology is here presented of the Pionki-Zwoleń region on the basis of deep borehole material as well as on the results of seismic — chiefly reflexive — investigations. The stratigraphy and lithology of the pierced sediments are also discussed, beginning with the Silurian through the Cretaceous whose most complete development has been observed in the northern part of the area here considered. Three structural complexes have been differentiated: the structural upper stage of the folded Caledonian substratum — present only in the SW part, the structural Devonian-Carboniferous complex, and the structural Permo-Mesozoic complex. The two latter complexes occur throughout the region under consideration. Moreover, the development is also described of the sedimentary basins, from the Silurian to the Cretaceous.

The Pionki-Zwoleń region (Fig. 1) lies in the northern part of the Lublin area, within the boundary zone of two major structural units, i.e. the Lublin depression and the Radom-Kraśnik elevation.

Within the above region the presence has been observed of Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic and Cretaceous deposits. The Cenozoic cover is, however, extremely thin and made up mostly of Quaternary deposits, while the Tertiary occurs only as rather small and isolated patches.

The Silurian sediments have been encountered only in borehole Ciepiałów IG-1, developed as silty-mudstone Postludlovian deposits, 412 m thick. The Devonian sediments have been encountered in all the boreholes in the SW part of the area under investigation — to the south-west of the Kazimierz-Ursynów dislocation. On the north-eastern side of this dislocation Devonian deposits have been observed only in borehole Ursynów 1.

The Lower Devonian (Fig. 2) occurs over the greater part of our region. It is represented by siltstones with thin intercalations of Gedinnian limestones, also

by Siegenian and Emsian mudstones, sandstones and siltstones. On the other hand, in the central part, near boreholes Pionki 4 and 5, the presence is noted of Middle Devonian sandstones, marls, limestones and dolomites, as well as limestones of the lower part of the Upper Devonian (Frasnian).

The Carboniferous (Fig. 3) represented by the Upper Viséan — to the Westphalian has been identified only on the NE side of the Kazimierz-Ursynów dislocation. It consists chiefly of sandy-mudstone-siltstone sediments and only in the Viséan these series are interbedded with limestones of considerable thickness whose intercalations occur even in the Lower Namurian.

The profile of the Permo-Mesozoic deposits is most completely developed in the northern part of our region. This is a result of the general tendency then followed in the Lublin area to a gradual south-to-north increase in the thickness of the profile. It is manifested by the presence of the Permian (Zechstein), Trias, Lower Jurassic and Lower Cretaceous in the northern part and by their absence from the south.

The southernmost occurrence of the Zechstein (Fig. 4) has been observed in boreholes Pionki 2 and 3 where it is represented by dolomitic limestones up to 20—28 m thick. In borehole Ursynów 1, situated about 13 km to the NW, the Zechstein deposits attain a thickness of 87 m. This increase in thickness is a result of the more complete development of the Zechstein sediments in borehole Ursynów 1 (cyclothem  $Z_1$ — $Z_3$ ) as compared with borehole Pionki 3 (cyclothem  $Z_1$ ).

In the north, the Triassic (Figs 5 and 6) is represented in borehole Pionki 4 by a 73 m thick series of sandy-silty Bunter sandstone, near borehole Pionki 1 they are supplemented by carbonaceous (Muschelkalk deposits, moreover, in borehole Ursynów 1 by sandstones with siltstone intercalations Lower Keuper in age, as well as by sandy-mudstone Rhaetic deposits.

The Jurassic (Fig. 7) is here represented by Middle Jurassic mudstone-sandy and carbonaceous sediments as well as carbonaceous rocks with intercalations of Upper Jurassic (Oxfordian and Kimmeridgian) sandy marls and marly limestones. No documentation has been obtained from the borehole profiles in this area for Lower Jurassic deposits known from the near-by boreholes Białobrzegi IG-1 and Warka IG-1.

The Lower Cretaceous, represented mainly by sandy-mudstone sediments intercalated by silty limestones, occurs in the northern part of the region here considered. The Upper Cretaceous is, however, known from all the boreholes here. It is represented by all the stratigraphic members, the Upper Maestrichtian included, and reaches a thickness of up to 800 m.

Analyses of the borehole and geophysical materials, so far available, reasonably suggest the occurrence within this area of three major structural complexes, differing in the extent and style of tectonic deformations.

The oldest complex, differentiated as the Upper Caledonian structural stage, has been observed only within the Radom-Kraśnik elevation.

Its presence has been reported from the profiles of boreholes Ciepiałów IG-1 and Pionki 4. It is documented by the folded deposits of the uppermost Silurian (Postludlovian) and the Lower Devonian (Gedinnian).

The younger Devonian-Carboniferous structural complex (Figs 8 and 9) is documented throughout this area by Devonian and Carboniferous deposits.

In the south-western part, included in the Radom-Kraśnik elevation, this complex is represented solely by strongly dislocated Devonian deposits underlying the Mesozoic. In the north-eastern part, however, included in the Lublin depression, there is a predominance of less strongly dislocated Carboniferous deposits, pierced only in borehole Ursynów 1.

A well developed net of dislocations is the dominant feature in the tectonics

of the Devonian-Carboniferous structural complex. This has led to the breaking up of the Variscan complex into a number of independent blocks. The amplitudes of the vertical dislocations in the particular blocks may attain important values, especially within the Devonian complex where they are up to 2,000 m (Figs 10—12). In consequence, the stratigraphic composition in the particular blocks is strongly differentiated owing to later denudation processes. Over the greatest part of this area the absence is noted of the Upper Devonian, so that the Lower Devonian is reached in boreholes directly underlying the Mesozoic. In the Carboniferous complex the dislocations amplitudes are markedly smaller, in most cases being 100 to 200 m. The main trends of the dislocations are longitudinal NW—SE and transversal NE—SW, while their formation is most frequently referable to the Bretonnian phase, less often to the Asturian. The basic structural pattern of this complex has been determined chiefly by the transversal dislocations, most particularly by the faults of Pionki, Zwoleń and Ciepiałów. The amplitudes of these faults are important, reaching up to 1,000 m. The longitudinal dislocations distinguished in this region have not played an important part in the modelling of the structural pattern. One exception is the Kazimierz-Ursynów dislocation stretching along the boundary of the Lublin depression with the Radom-Kraśnik elevation, whose maximum amplitude observed near Łągów exceeds 2,000 m. The continuous disturbances manifested in the Devonian-Carboniferous structural complex are represented by passive anticlines, the origin of which is reasonably referable to the synsedimentary formation of the basin's bottom. This may be observed near borehole Ursynów 1 where the Carboniferous sediments of the same age as those in the adjacent blocks have a thickness several times smaller.

The Permo-Mesozoic structural complex, observed throughout our region, is the youngest one. Its most complete development occurs in the north where the presence has been noted of Permian (Zechstein), Triassic, Lower Jurassic and Lower Cretaceous deposits, absent from the southern part.

The Permo-Mesozoic deposits form a continuous cover, displaying an undisturbed arrangement in the north-east, but folded in the south-west. The boundary of the zone stretches along the main dislocation of Ursynów-Kazimierz whose presence is registered in the flexural bend of the Jurassic-Cretaceous — possibly also the Triassic — series.

The relatively narrow anticlinal trains observed in the south-western part of our region were formed on Devonian foundations.

The development of the sedimentary basins here has been traced from the Silurian. Deposits of this age are the oldest stratigraphic member recognized in boreholes Ciepiałów IG-1 and Lisów 1 within the silty facies of a deep sea basin. To the south-east this had probably been directly connected with the Lwów depression and to the south-west with the Holy Cross Mts area. It persisted still in the Lower-Devonian (Gedinnian). A distinct shallowing is marked in the Lower Siegenian, while in the Upper Siegenian the sea retreat begins. It is followed by the sedimentation of variegated mudstone-sandy deposits of the Old Red sandstone, continued until the Lower Eifelian when the Pionki-Zwoleń region was invaded by the sea from the W and the SW.

During the Middle Devonian the region under consideration was uplifted resulting in the desintegration of this part of the basin into the Masovian-Lublin depression in the NE and the Bąkowa depression in the SW. During the Upper Devonian the type of sedimentation grows uniform owing to the stability of the sea floor.

Towards the end of the Devonian the sea withdraws and not until the Middle Viséan is the eroded surface encroached by a shallow marine basin where differences in subsidence were a result of the variable lability of the sea bottom. During the

Upper Carboniferous marine sedimentation decreased while lacustrine deposits became predominant. The Lublin depression formed towards the close of the Westphalian (Asturian phase).

Denudation continued in the Lower Permian (Fig. 13) and the sea flooded the Ursynów-Pionki region from the north-west during the Zechstein. The Triassic transgression, commenced in the Bunter, was characterized by the extent of the basin being greater than in the Zechstein. Beginning with the Muschelkalk this boundary was gradually shifted to the north. The area here investigated was uplifted after the Rhaetic and was flooded again from the Middle Jurassic until the Kimmeridgian. The Cretaceous transgression reached this area during the Valanginian (in the north) and even during the Albian (in the south) commencing the marine sedimentation which continued until the Maestrichtian.

*Geological Research Bureau  
for Oil Industry — GEONAF TA  
00-537 Warszawa, ul. Krucza 6/14  
Warsaw, September 1972*

---