

ZBIGNIEW DECZKOWSKI

**BUDOWA GEOLOGICZNA POKRYWY PERMSKO-MEZOZOIGZNEJ I JEJ
PODŁOŻA WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI MONOKLINY PRZEDSUDEGKIEJ
(OBSZAR KALISKO-CZĘSTOCHOWSKI)**

(z 18 fig.)

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЕРМО-МЕЗОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА И ЕГО
ОСНОВАНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРЕДСУДЕТСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ
(КАЛИШ — ЧЕНСТОХОВСКИЙ РАЙОН)**

(с 18 фиг.)

**GEOLOGY OF THE PERMO-MESOZOIC COVER AND ITS BASEMENT IN THE
EASTERN PART OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE
(KALISZ — CZĘSTOCHOWA AREA)**

(with 18 Figs.)



W A R S Z A W A 1977

Streszczenie

Budowę geologiczną obszaru kalisko-częstochowskiego, który jest zaliczany do wschodniej części monokliny przedsudeckiej opracowano na podstawie materiałów wiertniczych i geofizycznych. W ogólnych zarysach podano charakterystykę utworów starszego paleozoiku, dewonu i karbonu dolnego. Ustalono, że morfologia podłoża permsko-mezozoicznego jest urozmaicona, a na jej obraz składają się: kopalny relief kształtowany w trakcie sedymentacji dolnego permu, erozja związana z ruchami fazy palatynackiej, wpływ późniejszych ruchów alpejskich oraz sieć różnowiekowych uskoku. Utwory pokrywy permsko-mezozoicznej przedstawiono w ujęciu stratygraficznym, omawiając szczegółowo ich rozwój litolo-

giczny i facjalny. Stwierdzono, że kształtowanie pokrywy permsko-mezozoicznej było uzależnione w dużym stopniu od ruchów wielu faz tektonicznych, które odbywały się na sąsiednich obszarach, a na tym rejestrowały się różnym stopniem nasilenia. Doprowadziły one w kolejnych etapach do dźwigania podłoża wraz z pokrywą, wpływały na rozwój i charakter sedymentacji oraz powodowały powstawanie różnorodnych odkształceń tektonicznych. Szczególną uwagę zwrócono na określenie układu przestrzennego utworów permu i triasu dolnego, a to ze względu na fakt, iż są one interesujące dla poszukiwań ropy i gazu ziemnego.

WSTĘP

Niniejsza praca ma na celu przedstawienie budowy geologicznej obszaru położonego między Kaliszem, Wieluniem i Częstochową. Obszar ten w podziale geograficznym jest zaliczany do Jury Krakowsko-Wieluńskiej, w podziale geologicznym do wschodniej części monokliny przedsudeckiej (S. Sokołowski, J. Znosko, 1959; J. Sokołowski, 1967).

Północno-wschodnią granicę obszaru w sensie geologicznym wyznaczają podkenozoiczne wychodnie utworów kredowych, natomiast granicę południową i zachodnią przeprowadzono umownie wzdłuż krawędzi arkusza mapy 1 : 200 000.

Wykonane w latach wcześniejszych powierzchniowe zdjęcia geologiczne, uzupełnione danymi z płytkich otworów wiertniczych, pozwoliło rozpoznać głównie osady kenozoiku i jury. Najdokładniej opracowano formację jurajską ze względu na liczne odsłonięcia naturalne, obfitość występowania skamieniałości oraz dość regularne zagęszczenie pełnordzeniowych otworów wiertniczych. Formacją tą zajmowali się od wielu lat liczni badacze: K. Oeynhausena (1822), L. Zejszner (1864, 1869), S. Kontkiewicz (1990), F. Römer (1870), J. Siemiradzki (1889, 1903, 1922), B. Rehbinder (1903, 1904, 1913), J. Premik (1922, 1924, 1925 a, b, 1934), K. Bohdanowicz (1938), S. Z. Różycki (1953), J. Znosko (1954 a, b, 1955, 1957, 1959), Z. Mossoczy (1960, 1961), Z. Deczkowski (1958, 1959, 1962, 1963, 1966) i inni.

Starszy mezozoik do niedawna był poznany bardzo słabo, a wnioski dotyczące jego budowy

wynikały z fragmentarycznych danych z otworów wiertniczych i obserwacji powierzchniowych oraz analogii z sąsiednimi obszarami. Dla triasu i podłoża podpermkiego dysponowano jedynie profilem otworu Leśna, opracowanym przez P. Assmanna w 1929 r.

Informacji o budowie starszego mezozoiku oraz permu i jego podłoża dostarczyły głębokie otwory wiertnicze, wykonane w ostatnich latach przez Zjednoczenie Górnictwa Naftowego i Instytut Geologiczny. Ogółem na obszarze położonym między Kaliszem a Częstochową odwiercono 75 głębokich otworów wiertniczych, z których tylko cztery były w pełni rdzeniowane.

Autor niniejszej pracy, ustalając profile litostratygraficzne otworów wiertniczych, opierał się na własnych makroskopowych opisach odcinków rdzeniowanych oraz na wynikach badań geofizyki otworowej. Podział stratygraficzny został przeprowadzony głównie na podstawie przesłanek litologicznych popartych niekiedy ekspertyzami paleontologicznymi. Opracowane w ten sposób profile otworów stanowiły podstawowy materiał dla zestawień korelacyjnych, przekrojów litofacjalnych i przekrojów sejsmogeologicznych.

W ostatnich latach nastąpiła na omawianym obszarze intensyfikacja powierzchniowych badań geofizycznych. Ze stosowanych tu metod najwięcej informacji dostarczyły wyniki prac sejsmicznych. Pełnej analizie poddano około 2000 km profilów sejsmicznych refleksyjnych i ponad 100 km profilów refrakcyjnych. Przewodnie horyzonty

sejsmiczne są tu rejestrowane głównie z utworów triasu i cechsztynu, a w części południowej obszaru pojawiają się również w stropie podłoża perm-meozoiku. Analiza tych materiałów, w powiązaniu z profilami głębokich otworów, pozwoliła na przybliżone odtworzenie morfologii podłoża perm-meozoiku oraz układu przestrzennego permu i mezozoiku.

W celu zobrazowania budowy geologicznej opracowano w pierwszym rzędzie przekroje sejsmogeologiczne, których interpretację oparto na głębokościowych profilach sejsmicznych, otworach wiertniczych oraz innych danych geologicznych i geofizycznych. Materiał ten posłużył do konstrukcji następujących map strukturalno-geologicznych: podłoża perm-meozoiku, powierzchni spągowej cechsztynu, powierzchni spągowej piaskowca pstrego i powierzchni spągowej wapienia muszlowego. Na podstawie wymienionych map wykonano metodą superpozycji ujemnej mapy łącznych miąższości utworów czerwonego spągowca, cechsztynu i piaskowca pstrego.

Poddając ponownie analizie materiały geologiczne zgromadzone w latach ubiegłych, a głównie powierzchniowe zdjęcia geologiczne, opisy odsłonięć oraz kilkadziesiąt profili płytkich otworów wiertniczych i wykorzystując obecnie sporządzone przekroje sejsmogeologiczne, opracowano mapę geologiczną bez utworów kenozoiku.

Wymienione mapy wraz z przekrojami geologicznymi, przekrojami litofacjalnymi i zestawieniami korelacyjnymi profili litostratygraficznych otworów wiertniczych ilustrują w pełni styl budowy geologicznej pokrywy perm-meozoicznej na obszarze kalisko-częstochowskim.

W niniejszej pracy wykorzystano dane geolo-

giczne i geofizyczne Zjednoczenia górnictwa Naftowego, Instytutu Geologicznego i przedsiębiorstw poszukiwań naftowych.

Geologom i geofizykom Zjednoczenia Górnictwa Naftowego autor wyraża wdzięczność za udostępnienie licznych materiałów podstawowych.

Niniejszą pracę realizowano w Zakładzie Geologii Struktur Węglanych Nizu Instytutu Geologicznego pod kierunkiem docenta dr hab. J. Sokołowskiego, który służył radą i doświadczeniem, za co autor składa serdeczne podziękowanie.

Profesorowi dr J. Obercowi i profesorowi J. Skorupie autor dziękuje za udzielenie mu wielu cennych wskazówek.

Profesorowi dr J. Znosce autor pragnie wyrazić wdzięczność za wprowadzenie go w problematykę geologii obszaru Jury Krakowsko-Wieluńskiej, zainteresowanie się wynikami jego badań oraz za cenne rady, z których korzystał w trakcie realizacji niniejszej pracy.

Współpracownikom z Zakładu Geologii Struktur Węglanych Nizu autor dziękuje za dyskusję nad zagadnieniami stratygrafii permu i mezozoiku monokliny przedsudeckiej, a docentowi dr S. Bukowemu i docentowi dr F. Ekiertowi za dyskusję dotyczącą problemów budowy geologicznej północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

Szczególne wyrazy wdzięczności składa autor inżynier J. Dańcovej za krytyczne przedyskutowanie wielu zagadnień oraz wszechstronną pomoc w redagowaniu pracy.

Pani E. Spalińskiej autor jest głęboko zobowiązany za współpracę przy wykreślaniu załączników graficznych.

BUDOWA GEOLOGICZNA PODŁOŻA

STARSZY PALEOZOIK

Utwory starszego paleozoiku stwierdzono pod nakładem triasowym w otworach wiertniczych Hutki WO 1 i Lubliniec IG 1. Według informacji uzyskanych od S. Bukowego, udokumentowane paleontologicznie są jedynie osady w profilu otworu Lubliniec IG 1, w którym znaleziono graptolity przewodnie dla syluru. Do osadów tego wieku zaliczono kompleks skał występujący na głębokości 1000,0—508,0 m. W dolnej części profilu występują iłowce i mułowce ciemnoszare z litytami, w wyższej łupki dolomityczne i iłowce ciemnoszare z pokładami diabazu, w najwyższej iłowce pstre, wiśniowobrunatne z szarozielonkawymi plamami, poprzecinane licznymi żyłami kalcytu. Omawiane osady są silnie zaangażowane tektonicznie, odcinkami zlustrowane, ze słabym klimatem i zmiennym upadem warstw dochodzącym do 60°.

Utwory syluru w profilu otworu Lubliniec IG 1 wykazują analogię do osadów syluru stwierdzonego przez S. Siedleckiego (1962) w okolicach

Mrzygłodu, w którym znaleziono faunę dolnego ludlowu.

Do starszego paleozoiku zaliczono (S. Bukowy, mat. arch.) utwory występujące w otworze Hutki WO 1 na głębokości 647,1—553,0 m. W dolnej części są to warstwy mułowca szarogłazowego zielonoszarego oraz łupku chlorytowo-muskowitowo-illitowego, miejscami serycytowo-chlorytowego zielonoszarego, ze skaleniami i biotytem. Na łupku spoczywają warstwy piaskowca szarogłazowego i szarogłazowo-arkozowego zielonoszarego, miejscami szarowiśniowego, zawierającego okrucy skał magmowych i nieliczne przewarstwienia iłowca. Wyżej leży kompleks mułowców szarych z warstwami iłowca oraz zlepieńca szarogłazowego, którego górna warstwa przechodzi ku stropowi w piaskowiec szarogłazowo-arkozowy z okrucami zasadowych skał magmowych oraz żyłami kalcytu i kwarcu.

Określenie stratygraficzne opisanych utworów jest utrudnione, gdyż nie stwierdzono w nich żadnych szczątków organicznych. Pod względem wykształcenia litologicznego najbardziej są one zbli-

zone do osadów ludlowu górnego, wyróżnionych przez F. Ekierta (1971) w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

DEWON

Osady dewonu nawiercono w strefie grzbietu Lublińca w otworach Biała Wielka IG 1, Ślężany L 1 i Solarnia IG 1. W tym ostatnim występują one pod karbonem dolnym, w pozostałych natomiast przykryte są utworami piaskowca pstrego.

Dewon dolny

W profilu otworu Biała Wielka IG 1 H. Jurkiewicz (mat. arch.) zaliczył do dewonu dolnego kompleks skał występujący na głębokości 1707,0—1554,0 m. Są to iłowce brunatnowiśniowe i szarozielonkawe, w dolnej części zawierające przewarstwienia mułowców, a w górnej cienkie wkładki skał węglanowych. Osady te wykazują silne zaangażowanie tektoniczne: miejscami są zbrekcjowane, spękane i zlustrowane, a upady warstw wahają się od 40 do 80°. H. Jurkiewicz (mat. arch.) wyraża pogląd, że stropowy odcinek kompleksu z warstwami węglanowymi może reprezentować dolny eifel, natomiast niższy odcinek profilu, w którym L. Jagielska (mat. arch.) znalazła fragmenty mikroflory dewońskiej — ems.

W profilu otworu Biała Wielka IG 1 do dewonu dolnego należałoby zaliczyć również osady występujące na głębokości 2199,4—1707,0 m. Utwory te są reprezentowane przez łupki krzemionkowe, brunatnowiśniowe i szarozielonkawe, z przewarstwieniami mułowców kwarcowych, miejscami z żyłami kalcytu, kwarcu, dolomitu i anhydrytu. Wykazują one silny stopień diagenezy, miejscami są zmylonityzowane, niekiedy skliważowane i silnie spękane, a upad warstw waha się od 60 do 80°.

H. Jurkiewicz (mat. arch.) na podstawie przesłanek litologicznych, pomimo stwierdzenia przez L. Jagielską szczątków flory i fragmentów akrytarchy wieku dewońskiego, zaliczył opisane skały do najmłodszego prekambriu, sugerując że odpowiadają one tzw. warstwowi buzańskim wyróżnionym przez J. Znoskę (1965b). Nieuwzględnienie w ocenie wieku skał rezultatów badań palinologicznych H. Jurkiewicz tłumaczy tym, że próby skalne, w których stwierdzono akrytarchy zostały zanieczyszczone materiałem z przewierconych warstw młodszych. Argumentacja ta nie jest w pełni przekonująca i w związku z tym wyżej omówione osady w niniejszej pracy zaliczono do dewonu dolnego.

W profilu otworu Solarnia IG 1 S. Bukowy (mat. arch.) zaliczył do dewonu dolnego osady występujące na głębokości 1706,5—1549,1 m. W dolnej części są to piaskowce kwarcytowe, ciemnoszare, szarozielonkawe, różowoszare i beżowe, laminowane faliście iłowcem, miejscami z przewarstwieniami iłolupku szarego oraz szarozielonkowego. Odcinkami wykazują one tekstury spływo-

we oraz zawierają ślady hieroglifów. Poza tym obserwujemy w niektórych strefach zbrekcjowanie osadów oraz znaczny stopień ich serycytyzacji. Na piaskowcu kwarcytowym, na głębokości 1682,0—1549,1 m, leży kompleks łupków ilastych, czarnych, z licznymi konkrecjami, kryształkami pirytu i falistymi przewarstwieniami jasnoszarego piaskowca kwarcytowego. Wśród łupków na głębokości 1651,0—1650,4 m występuje warstwa zlepieńca złożonego z dobrze obtoczonych otoczków kwarcu, ułożonych bezładnie w masie piaskowcowo-ilastej. W górnej części omawianego kompleksu pojawiają się wkładki łupków dolomitycznych i krzemionkowych, a w stropie półmetrowa warstwa kwarcytu szarego z wkładkami silnie mikowego tufu. Omawiane osady są tektonicznie zdeformowane, co jest wyrażone częstym kłwazem, zlustrowaniami oraz zmiennym upadem warstw wahającym się od 30 do 85°.

S. Bukowy (mat. arch.) na podstawie przesłanek litologicznych określił opisany kompleks skalny jako dolnodewoński, odpowiadający przypuszczalnie emsowi.

W profilach otworów Solarnia IG 1 i Biała Wielka IG 1 granica między dewonem dolnym i środkowym nie została dokładnie sprecyzowana. Na pograniczu tych oddziałów występują warstwy przejściowe, reprezentowane przez osady piaskowcowo-ilaste, z podrzędnymi wkładkami skał węglanowych. Warstwy te zaliczono w całości do dewonu dolnego, natomiast w północno-wschodniej części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego granicę między dewonem dolnym i środkowym przeprowadzono w obrębie warstw przejściowych (F. Ekiert, 1971), przypada ona na spąg najniższej wkładki węglanowej.

Dewon środkowy i górny

Podziału stratygraficznego osadów dewonu środkowego i górnego w omawianych profilach nie można uznać jeszcze za ostateczny ze względu na brak pełnej analizy paleontologicznej. Osady dewonu rdzeniowano w pełni tylko w otworze Ślężany L 1, natomiast w otworze Solarnia IG 1 i Biała Wielka IG 1 rdzeń pobierano wycinkowo.

W otworze Biała Wielka IG 1 na głębokości 1554,0—1490,0 m występuje kompleks skalny zbudowany z dolomitu ciemnoszarego, bitumicznego, silnie spękanego z żyłami kalcytu. W stropowej części dolomit jest szarobrunatnawy i zawiera liczne naloty tlenków żelaza. Według H. Jurkiewicza (mat. arch.) są to utwory żywetu niższego, o czym świadczy obecność koralii *Amphipora* sp., *Stromatopora* sp. oraz ramienionogów z rodzaju *Bornhardtina* sp.

Osady górnej części żywetu oraz młodszych ogniw dewonu uległy tu erozji w okresie poprzedzającym sedymentację piaskowca pstrego dolnego.

W otworze Ślężany L 1 kompleks osadów dewonu środkowego i górnego występuje na głębokości 1195,4—1010,5 m. Dolną jego część stanowi wapien ciemnoszary, szary i jasnoszary, miejsca-

mi o odcieniu wiśniowym, z licznymi na ogół koralowcami, liliowcami i ramienionogami. Wapień zawiera sporadyczne przewarstwienia marglu wiśniowo-zielonawego, z podrzędnymi wkładkami szarego wapienia koralowego. Pojawiają się tu również warstwy dolomitu ciemnoszarego i szarowiśniowego. Na wapieniu leży dolomit wiśniowy, różowy, fioletowy i szarozielonawy, miejscami pasemkowy z nielicznymi wkładkami zielonawego i wiśniowego iłowca. Na nich z kolei spoczywa wapień ciemnoszary z przeławiczeniami wapienia płytowego.

Cały omówiony kompleks skalny jest silnie splekany i pocięty żyłami kalcytu. Odcinkami skały są silnie zbrekcjonowane tektonicznie, a upad warstw waha się od 40 do 70°.

Biorąc pod uwagę wykształcenie litologiczne oraz opierając się na wstępnych oznaczeniach fauny M. Pajchłowa wyraża pogląd, że dewon w profilu otworu Ślężany L 1 jest reprezentowany przez żywet i najniższy fran. Trzeba zaznaczyć, że na franie spoczywają tu bezpośrednio utwory piaskowca pstrego środkowego, a żywet nie został w całości przewiercony.

KARBON

Na omawianym obszarze utwory karbonu stwierdzono w 45 otworach wiertniczych. Z przeprowadzonych badań paleontologicznych wynika, że w uzyskanych dotychczas profilach reprezentowane są jedynie osady wizenu. Starsze jego ogniwa, wykształcone w facji wapienia węglowego, notujemy tylko w profilu otworu Solarnia IG 1. Należy zaznaczyć, że występowanie wapienia węglowego jest ograniczone prawdopodobnie do wąskiej strefy obrzeżającej grzbiet Lublińca. Według J. Zerendta i J. Nowaka (1935) wapień węglowy układa się pasmem kilkukilometrowej szerokości na linii Samborek—Dębniek—Siewierz. Nie jest wykluczone, że pasmo to biegnie aż po okolice Solarni i stanowi południowe obrzeżenie wspomnianego grzbietu. W pozostałych otworach nawierczone profile wizenu są rozwinięte w facji kulmu.

W profilu otworu Solarnia IG 1 S. Bukowy (mat. arch.) do karbonu dolnego zaliczył kompleks skał występujących na głębokości 867,0—774,0 m. W dolnej części są to wapień ciemnoszary, które ku górze przechodzą w margle o zabarwieniu wiśniowoszarym, z wyraźnie podkreśloną oddzielnością łupkową. Margle zawierają przeławiczenia wapieni, w których znaleziono faunę produktusów. W odcinku przystropowym margli napotyka się dość liczne konkretacje fosforytowe. Należy sądzić, że są to osady wizenu dolnego.

Karbon dolny wykształcony w facji kulmu stwierdzono w 44 otworach, przy czym nawierczone odcinki utworów karbonu liczą od kilku metrów (otwór Kliczków 5a) do ponad 1500 m (otwór Wołczyn IG 1). Należy zaznaczyć, że rzeczywista miąższość przewierconych osadów karbonu jest

trudna do ustalenia ze względu na dużą zmienność upadu warstw.

Na podstawie materiału rdzeniowego i analizy wyników badań geofizyki otworowej można wnioskować, że rozpoznany dotychczas profil omawianych osadów charakteryzuje się dość monotonnym wykształceniem litologicznym. Ten potężny kompleks skalny zbudowany jest w głównej mierze z piaskowców drobno-, średnio- i gruboziarnistych, niekiedy zlepieńcowatych, szarogłazowych, które leżą na przemian z pakietami mułowców szarogłazowych i iłowców. Na ogół spagowe kontakty warstw piaskowcowych z mułowcami i iłowcami wyrażone są ostrymi przejściami. Spoiwo skał stanowi substancja krzemionkowa, węglanowa, w częściach przystropowych ilasto-żelazista. Miejscami osady wykazują falistą lub równoległą laminację, lecz powszechniej notowane są tekstury spływowe oraz liczne hieroglify prądowe. Czasami obfitują w liczny detrytus zwęglonej flory, którego znaczniejsze nagromadzenia występują zazwyczaj w mułowcach i iłowcach. Sporadycznie pojawiają się cienkie warstewki węgla kamiennego. Barwa skał jest zmienna, od jasnoszarej do czarnoszarej, przy czym we wszystkich profilach stropowy odcinek karbonu dolnego ma zabarwienie szarowiśniowe z brunatnozielonawymi plamami. Pstre zabarwienie stropowych partii utworów karbonu dolnego jest spowodowane procesami wietrzenia, które zachodziły w okresie poprzedzającym sedymentację permską, a lokalnie, głównie w południowej części omawianego obszaru, i dolnotriasową. Stwierdzono, że strefa zwietrzenia sięga od kilku do kilkudziesięciu metrów poniżej stropu karbonu.

Osady karbonu dolnego obszaru kalisko-częstochowskiego wykazują znaczny stopień diagenety, a w strefach tektonicznie silniej zaangażowanych objawy kataklazy i fylityzacji. Działalność magmatyzmu jest tu słabo wyrażona. Dotychczas tylko w profilu karbonu otworu Radoszewice 1 zanotowano żyłę różowego porfiru kwarcowego o grubości 0,8 m.

Wykonane badania paleontologiczne dostarczyły bardzo skąpego materiału, co nie zezwala na dokładniejsze rozpozniowanie utworów karbonu dolnego tego obszaru. W profilu otworu Wołczyn IG 1 na głębokości 1823,7—1817,0 m K. Korejwo i H. Teller (mat. arch.) znaleźli bardzo słabo zachowany odcisk prawdopodobnie *Goniatites* cf. *intermedius* (Kobold), który charakteryzuje dolną część wizenu górnego (strop poziomu Goa). Ponadto na głębokości 1002,0—996,0 m stwierdzono ślady po robakach znanych z kulmu śląsko-morawskiego i Turynгии pod nazwą *Dictyodora liebeana* (Geinitz). K. Mrozek (mat. arch.) podaje, że w profilu karbonu otworu Aleksandrów 1 stwierdzono występowanie *Nomismoceras vittiger* (Phillips), wskazującego na górnowizeński wiek tych osadów. W profilu otworu Dankowice IG 1 znaleziono na głębokości 1780 m odcisk nie dającego się bliżej określić trylobita oraz florę paprociolistną, którą T. Migier (mat. arch.) określiła jako *Sphenopteridium densifolium* (Daber). Gatunek ten

obejmuje swoim zasięgiem odcinek od środkowego wizenu po najniższą część namuru A.

Analizę mikroflorystyczną wykonano jeszcze z wielu otworów, lecz dała ona wyniki negatywne ze względu na silny stopień uwęglenia szczątków organicznych. Opierając się na analogii wykształcenia litologicznego karbonu dolnego omawianego obszaru do rozpoznanych pod względem stratygraficznym profilów karbonu dolnego w rejonie Marcinek, Sułowa i Lamek (K. Korejwo, L. Teller, 1967), w okolicy Ostrzeszowa (A. M. Żelichowski, 1974a, b), w niecce nidziańskiej (H. Żakowa, 1969 a, b; H. Jurkiewicz, H. Żakowa, 1969, 1972) oraz antyklinorium śląsko-krakowskim

(K. Bojkowski, S. Bukowy, 1966) można wnioskować, że w uzyskanych dotychczas na obszarze kalisko-częstochowskim profilach są reprezentowane różne ogniwa wizenu górnego. Nie jest wykluczone, że w wielu profilach są zachowane również utwory namuru, lecz do chwili obecnej są one udokumentowane paleontologicznie w otworze Milianów IG 1, położonym na południowo-zachodnim skraju niecki nidziańskiej (H. Jurkiewicz, H. Żakowa, 1972). Z przesłanek litologicznych wynika, że młodsze od namuru osady mogą występować w strefie Laskowice Oławskie—Tworóg oraz w rejonie Raduchów—Kalisz.

ZARYS TEKTONIKI I MORFOLOGII

Tektonikę podłoża permo-mezozoiku omawianego obszaru odzwierciedlić można tylko w ogólnych zarysach, gdyż wyniki badań geofizyki powierzchniowej dostarczyły niewielu informacji, dotyczących wglębnej budowy geologicznej utworów przedpermskich. Należy zaznaczyć, że przeważającą liczbę uskoków wyznaczonych na mapie strukturalno-geologicznej stropu podłoża permo-mezozoiku (fig. 1), stwierdzono sejsmicznie tylko w cechszynie i mezozoiku. Mimo to przyjęto, że w większości przypadków uskoki te powinny zaznaczać się również w utworach starszych od permu. W południowej części obszaru, gdzie podłoże permo-mezozoiku występuje na głębokości nie przekraczającej kilkuset metrów, podczas badań sejsmicznych wykonanych metodą refleksyjną zarejestrowano poziom związany ze stropem tych utworów, co umożliwia jedynie odwzorowanie morfologii ich powierzchni. Do analizy materiałow geofizyki powierzchniowej wykorzystano również wyniki prac grawimetrycznych, które zezwoliły na określenie zarysu większych elementów strukturalnych.

Dużą ilość informacji dotyczących zjawisk tektonicznych dostarczyły profile otworów wiertniczych. Na podstawie obserwacji rdzeni wiertniczych i wyników badań paleontologicznych ustalono dyskordancje stratygraficzne między utworami starszymi od permu i pokrywą permsko-mezozoiczną oraz dewonem i karbonem. Analiza upadów warstw oraz stopnia zaangażowania tektonicznego syluru, dewonu i karbonu upoważnia do stwierdzenia, że na omawianym obszarze wspomniane utwory charakteryzują się budową fałdową.

J. Sokołowski (1966, 1967), uwzględniając podziały tektoniczne J. Oberca (1960), S. Sokołowskiego (1963) i J. Znoski (1960) oraz W. Pożaryskiego (1963), wydziela na obszarze przed-sudeckim następujące piętra strukturalne: 1) prekambryjski fundament starokrystaliczny, 2) piętro kaledońskie (kambryjsko-ordowicko-sylurskie), 3) piętro waryscyjskie (dewońsko-karbońskie), 4) piętro laramijskie (permsko-mezozoiczne), 5) piętro polaramijskie (kenozoiczne). F. Ekiert (1971) na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego

Zagłębia Węglowego, które graniczy z omawianą jednostką geologiczną od strony południowej, wyróżnia w utworach podpermkich 3 piętra strukturalne: 1) assyntyjskie, 2) kaledońskie, 3) waryscyjskie. Na podstawie prac: K. Łydki, S. Siedleckiego, H. Tomczyka (1963), J. Znoski (1965, 1970), K. Jaworskiego, H. Jurkiewicza, Z. Kowalczewskiego (1967), H. Jurkiewicza, Z. Kowalczewskiego (1968), H. Jurkiewicza, H. Żakowej (1969, 1972), J. Kicuły, T. Wizera (1970), J. Kicuły, H. Żakowej (1972) można sądzić, że w graniczącej od wschodu synklinie miechowskiej pionowy układ strukturalny podobny jest do występującego w obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

W budowie geologicznej podłoża permo-mezozoiku omawianego obszaru, w jego południowej części, zaznacza się wyraźnie element fałdowy grzbietu Lublińca (fig. 1). W osiowej części jest on zbudowany z utworów starszego paleozoiku stwierdzonych w otworach Lubliniec IG 1 (ludlow dolny) i Hutki WO 1 (ludlow górny). W obrębie grzbietu Lublińca stratygrafia starszego paleozoiku jest słabo rozpoznana i trudno odpowiedzieć jednoznacznie, czy wyłaniające się w osiowej części utwory starsze od dewonu stanowią element górotworu kaledońskiego. Należy zaznaczyć, że w omawianej strefie nie uchwycono w żadnym z otworów kontaktów starszego paleozoiku z jego podłożem oraz syluru z dewonem. Z analizy geologicznej wynika, że grzbiet Lublińca jest pocięty uskokami w kierunku WNW—ESE, które należy zaliczyć głównie do generacji waryscyjskiej. W młodszych stadiach działalności tektonicznej element ten został rozczłonkowany uskokami poprzecznymi o kierunku SW—NE na wiele poprzesuowanych w stosunku do siebie bloków. W ogólnym obrazie zachowała się jednak pierwotna forma antyklinalna, przy czym występujące w osiowej części utwory starszego paleozoiku kontaktują z osłoną dewońską zazwyczaj uskoko-wo.

Istnienie górotworu kaledońskiego przyjmowane jest w sąsiadującym od południa obszarze śląsko-krakowskim oraz graniczącej od wschodu synklinie miechowskiej (S. Siedlecki, 1962; K. Łydka,

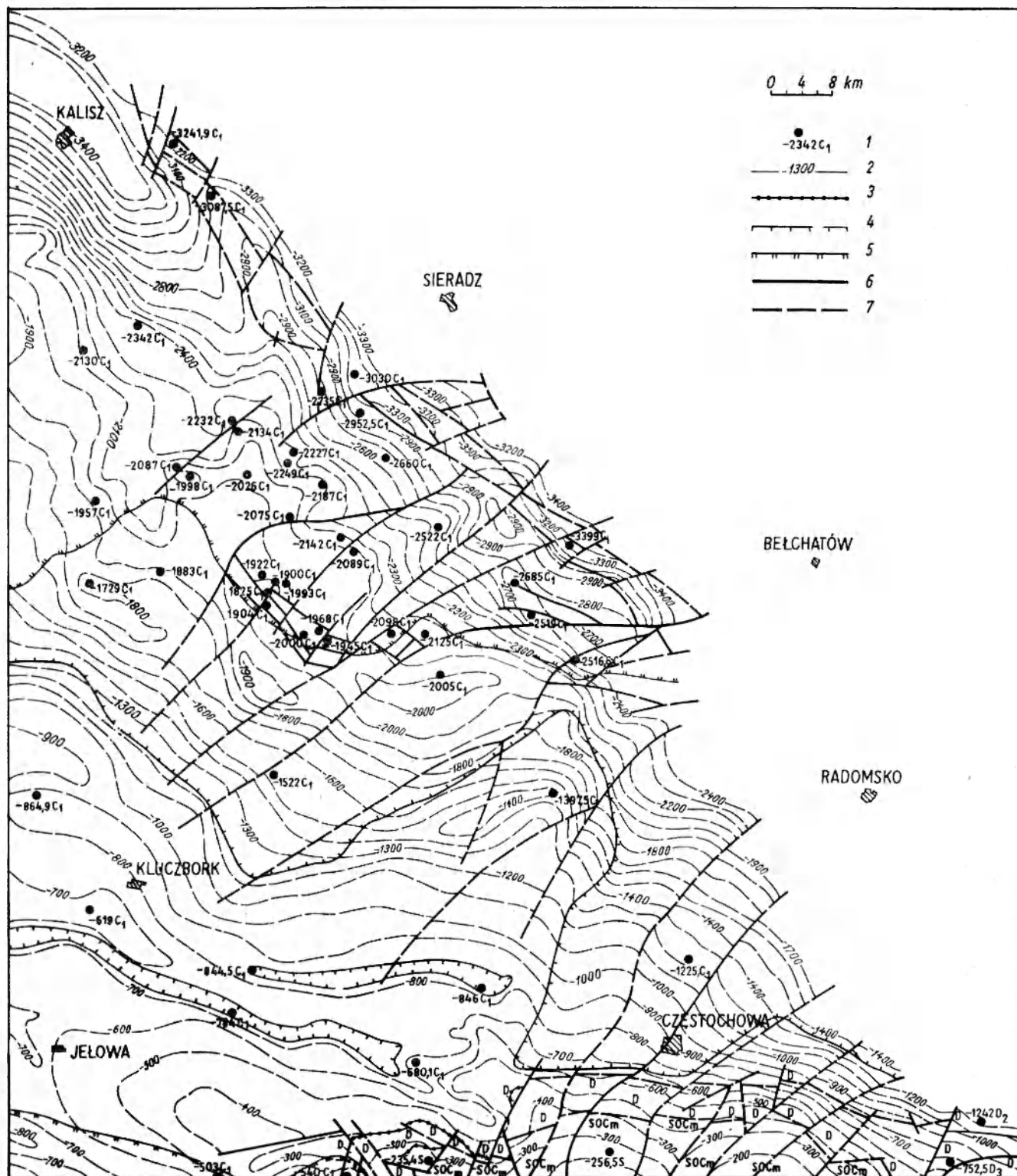


Fig. 1. Mapa strukturalno-geologiczna podłoża utworów permio-mezozoiku

1 — otwory wiertnicze, w których osiągnięto strop odwzorowanej jednostki, z rzędą powierzchni strukturalnej w m p.p.m. stwierdzoną w otworze i symbolem stratygraficznym odwzorowanej powierzchni, 2 — izohipsy przypuszczalne, 3 — granice geologiczne, 4 — zasięg utworów cechsztynu, 5 — zasięg utworów czerwonego spągowca, 6 — uskoki pewne o niesprecyzowanym charakterze, 7 — uskoki przypuszczalne o niesprecyzowanym charakterze: SOCm — starszy paleozoik, S — sylur, D — dewon, C₁ — karbon dolny, P₁ — czerwony spągowiec

Structural-geological map of the basement of the Permo-Mesozoic formations

1 — boreholes in which the top of the unit represented was encountered, depth of the structural surface in m b.s.l. found in the borehole, stratigraphy shown by symbol, 2 — assumed isohypses, 3 — geological boundaries, 4 — extent of the Zechstein sediments, 5 — extent of the Rotliegendes sediments, 6 — ascertained faults of undefined nature, 7 — assumed faults of undefined nature: SOCm — early Paleozoic, S — Silurian, D — Devonian, C₁ — Lower Carboniferous, P₁ — Rotliegendes

S. Siedlecki, H. Tomczyk, 1963; S. Bukowy, 1964a, b; J. Znosko, 1965 b, 1968, 1970; K. Jaworowski, H. Jurkiewicz, Z. Kowalczewski, 1967; E. Jawor, 1970; F. Ekiert, 1971). W rejonie śląsko-krakowskim brak jest przekonywających dowodów dotyczących ruchów fazy sandomierskiej i takońskiej. F. Ekiert (1971) na podstawie analizy profilu otworu P 1, w którym na iłowcach ordowiku leżą szarogłazowe piaskowce syluru sądzi, że zjawisko to jest związane z ruchami fazy takońskiej. Podobny pogląd wyraża H. Tomczyk (1962) odnośnie istnienia tej fazy w Górach Świętokrzyskich. Silniejsze przejawy ruchów fazy takońskiej notowane są dotychczas przez J. Oberca (1966) w rejonie Kłodzka. Na obszarze śląsko-krakowskim lepiej udokumentowane są młodsze fazy ruchów kaledońskich. Najwyraźniej zaznacza się faza określona przez S. Siedleckiego (1962) jako krakowska. Przypada ona na okres górnego ludłowu, w obrębie którego występują zdiagenezowane i przefałdowane piaskowce szarogłazowe przykryte dyskordantnie pstryimi osadami ilasto-zlepieńcowymi. W obrębie grzbietu Lublińca jest zachowany podobny układ w profilu otworu Hutki WO 1, gdzie na sfałdowanych łupkach chlorytowych i mułowcach szarogłazowych spoczywają piaskowce szarogłazowe i arkozowe z warstwami zlepieńców. Fakt ten może świadczyć, że wyłaniające się w osiowej części grzbietu utwory starszego paleozoiku są elementem kaledońskim.

Według F. Ekierta (1971) w północno-wschodniej części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zaznaczają się również ruchy fazy eryjskiej, które charakteryzuje dyskordancja kątowa i stratygraficzna między sylurem i dewonem dolnym. Autor ten podaje, że kaledońskie struktury fałdowe układają się równoleżnikowo, z nieznacznym odchyleniem ku północnemu zachodowi. Podobny przebieg ma również grzbiet Lublińca i można wnioskować, że występujące w jego obrębie utwory starszego paleozoiku łączą się na wschodzie z kaledońskimi elementami fałdowymi strefy Myszkowa.

Waryscyjskie ruchy fałdowe zaznaczyły się na całym omawianym obszarze bardzo intensywnie, o czym świadczy zmienność upadu warstw w utworach dewonu i karbonu. W znacznej liczbie profilów upad warstw waha się od 10 do 90°, przy czym często zaznacza się kliważ, zlustrowania oraz objawy kataklazy i fylityzacji.

W południowej części omawianego obszaru waryscyjskie elementy grzbietu Lublińca zachowują układ potomny, zgodny z przebiegiem struktury kaledońskiej. Na odcinku Słężany—Solarnia grzbiet ten jest zbudowany z utworów starszego paleozoiku oraz dewonu i karbonu dolnego. Dalszy jego ciąg zaznacza się w kierunku Jełowej, przy czym między Solarnią i Jełową wewnętrzna budowa grzbietu nie została dokładnie rozpoznana. Należy sądzić, że pod karbonem dolnym występują tu utwory dewonu i starszego paleozoiku. Analizując profil otworu Solarnia IG 1 można wnioskować, że w obrębie omawianej strefy zaznaczyła się działalność ruchów fazy bretońskiej,

o czym świadczy bezpośrednio ułożenie wizenu dolnego na utworach franu lub famenu. Ruchy tej fazy stwierdzono również w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. F. Ekiert (1971) podaje, że na wymienionym obszarze najstarsze ruchy waryscyjskie odbywały się na pograniczu dewonu i karbonu dolnego, co jest wyrażone dyskordancją kątową i stratygraficzną. Podobnie jak w obrębie grzbietu Lublińca nie stwierdza się tu osadów turneju, natomiast wizen spoczywa na różnych ogniwach dewonu, a niekiedy nawet na starszym paleozoiku. Działalność ruchów fazy bretońskiej zaznacza się również w obrębie synkliny miechowskiej położonej po wschodniej stronie omawianego obszaru. Z analizy geologicznej przeprowadzonej przez H. Jurkiewicza i H. Zakową (1972) wynika, że na wspomnianym obszarze, różne wiekowo ogniwa wizenu leżą bezpośrednio na utworach franu lub famenu.

Opierając się na wykonanej przez J. Znoskę (1965 a) i J. Oberca (1966) analizie ruchów górotwórczych przypadających na okres karbonu górnego i permu możemy wnioskować, że na omawianym obszarze najbardziej intensywne ruchy przypadają na fazę kruszcogórską. Według J. Znoski (1965 a) wypiętrzenie północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego nastąpiło w tym właśnie okresie, przy czym największe nasilenie ruchów zaznaczyło się po namurze A oraz po westfalu A i B. Biorąc pod uwagę wyniki dotychczasowych badań geologicznych można wnioskować, że w tym samym czasie uległa sfałdowaniu i wypiętrzeniu strefa położona między obrzeżeniem Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i synkliną łódzką. Ze względu na słabe rozpoznanie stratygrafii karbonu oraz brak informacji dotyczących dewonu i starszego paleozoiku, można jedynie przypuszczać, że pionowy układ strukturalny tej strefy jest podobny do notowanego w synklinie miechowskiej i północnym obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Słabe rozpoznanie stratygrafii osadów karbonu nie zezwala również na wydzielenie w niej strukturalnych elementów waryscyjskich niższego rzędu. J. Sokołowski (1967, 1968 i mat. arch.) wyróżnia w strefie ostrzeszowsko-wieluńskiej grzędę waryscyjską, której budowa wewnętrzna nie została dotychczas dokładnie rozpoznana. Wiadomo tylko, że wspomniany element stanowił w okresie sedymentacji osadów czerwonego spągowca wyniesienie morfologiczne i miał wpływ na rozkład ich miąższości. Wyniesiony obszar znajdował się na południe od linii Małe Tyble—Ożegów i do cechsztynu podlegał procesom denudacji.

Przypuszczalnie w okresie ruchów związanych z fazą asturyjską i saalską obszar położony między wspomnianą linią i południowym skrajem grzbietu Lublińca ulegał w dalszym ciągu wypiętrzeniu. Ruchy wspomnianych faz doprowadziły do powstania zrębów i rowów tektonicznych, między innymi rowu Tworóg—Laskowice Oławskie.

Morfologia powierzchni utworów starszych od permu charakteryzuje się na obszarze kalisko-

-częstochowskim znacznym zróżnicowaniem. Odtworzenie tej powierzchni na mapie (fig. 1) jest w dużej mierze hipotetyczne, gdyż tylko w części południowej obszaru są rejestrowane przewodnie poziomy refleksyjne, pochodzące ze stropu podłoża przedpermowego. W części północnej natomiast przewodnie poziomy refleksyjne są związane głównie z osadami cechsztynu i triasu.

Morfologia podłoża permo-mezozoiku jest uzależniona od jego budowy geologicznej oraz długo-trwałości i charakteru erozji. W części południowej obszaru, między Słezanami a Jełową, znajduje się strefa najbardziej wypiętrzona, przy czym maksymalne wypiętrzenie przypada na rejon Lubliniec—Hutki (150—250 m p.p.m.), gdzie w budowie geologicznej biorą udział utwory starszego paleozoiku i dewonu. Na zachód od Solarni i Lublińca wspomniana strefa przedłuża się w kierunku Jełowej. Na odcinku tym podłoże permo-mezozoiku jest zbudowane z utworów karbonu dolnego, które tworzą grzbiet pogrążający się w kierunku zachodnim. Po północnej stronie tego grzbietu zaznacza się obniżenie Kuleje—Leśna, a po południowej stronie (poza obrębem omawianego obszaru) wyraźna forma depresyjna Tworóg—Laskowice Oławskie.

Podłoże permo-mezozoiku obszaru położonego na północ od linii Słezany—Jełowa jest zbudowane z utworów karbonu dolnego. Powierzchnia ich wykazuje znaczny stopień zróżnicowania, przy czym jest nachylona głównie ku północy. W środkowej części obszaru występują wzniesienia i lokalne obniżenia, które zachowują kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Wzniesienia tworzą dwa pasma: jedno ciągnące się od Wołczyna i Szymonkowa w kierunku rejonu Dankowice—Więcki oraz drugie, biegnące od Małych Tybli po Ożegów. Na północ od Szymonkowa, Wojciechowa i Więcek zaznacza się wyraźny, regionalny skłon morfologiczny o dość stromym nachyleniu ku północy.

Wspomniane wyniesienia znajdują się w obrębie wyróżnianej przez J. Sokołowskiego (1968 i mat. arch.) powaryscyjskiej grzędy ostrzeszowsko-wieluńskiej. W rejonie Więcek zaznacza się grzbiet morfologiczny o przebiegu zbliżonym do południkowego, ze zboczami nachylonymi w stronę północno-wschodnią i północno-zachodnią.

W północnej części obszaru powierzchnia podłoża permo-mezozoiku charakteryzuje się bardziej zróżnicowanym układem form morfologicznych, często nieregularnych i rozczłonkowanych na mniejsze elementy. W ogólnym układzie, zbliżonym do równoleżnikowego, pojawiają się elementy morfologiczne o kierunku południkowym. Duże wzniesienie o takim kierunku zaznacza się w rejonie Raduchów—Książenice (fig. 1), przy czym na przedstawionej mapie jest widoczna tylko część wschodnia wzniesienia, natomiast jego kulminacja znajduje się w okolicach Antonina. Na północ od tego wzniesienia, w okolicy Kalisza, zaznacza się wyraźna strefa depresyjna o kierunku NW—SE. Po jej północno-wschodniej stronie natomiast istnieje duże wzniesienie biegnące od Białej w kierunku otworu Kalisz IG 1.

Na północ od otworów Brąszewice 1, Stanisławów 2 i Ożegów IG 1 biegnie wyraźny regionalny skłon morfologiczny o stromym nachyleniu ku północnemu wschodowi. Obszar położony między tym skłonem a północną granicą monokliny przed-sudeckiej zawiera w swoim obrębie niewielkie wzniesienia i obniżenia morfologiczne o głównym kierunku WNW—ESE.

Z analizy geologicznej wynika, że zasadniczy wpływ na ukształtowanie powierzchni morfologicznej podłoża permo-mezozoiku miały formy reliefu powaryscyjskiego oraz ruchy synsedymacyjne związane z fazą saalską. Do ukształtowania powierzchni południowej części omawianego obszaru przyczyniły się również w dużym stopniu ruchy przypadające na fazę palatynacką.

CHARAKTERYSTYKA POKRYWY PERMSKIEJ

ROZMIESZCZENIE UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

Na obszarze kalisko-częstochowskim utwory czerwonego spągowca stwierdzono w 43 otworach wiertniczych, wykonanych przez Zjednoczenie Górnictwa Naftowego i Instytut Geologiczny. Z tej liczby w 28 otworach przewiercono czerwony spągowiec w całości, natomiast w pozostałych uzyskano górne odcinki profilu tych utworów.

Na podstawie opracowanych map strukturalnych stropu utworów podłoża permo-mezozoiku i spągu osadów cechsztynu, wykonano metodą superpozycji ujemnej mapę łącznej miąższości utworów czerwonego spągowca (fig. 2). Zastosowanie tej metody pozwoliło na dość dokładne określenie zasięgu omawianych utworów. W rejonach gdzie czerwony spągowiec występuje bezpośrednio pod osadami triasu dolnego, jego miąższość i zasięg

wyznaczono na podstawie mapy strukturalnej stropu podłoża permo-mezozoiku i mapy strukturalnej spągu piaszkowca pstrego.

W skrajnie południowej części obszaru kalisko-częstochowskiego utwory czerwonego spągowca stwierdzono bezpośrednio pod osadami piaszkowca pstrego w otworach Fosowskie IG 2 i Solarnia IG 1. Czerwony spągowiec jest tu zachowany w wąskiej strefie leżącej po południowej stronie wypiętrzenia przedpermowego biegnącego od Lublińca w kierunku Jełowej. Wspomniana strefa ma charakter rowu tektonicznego, którego osiową część wyznaczają otwory usytuowane na linii Tworóg—Laskowice Oławskie. Obecne wyniki badań potwierdzają sugestie wysuwane przez A. Siedlecką (1964), J. Kłapcińskiego (1967, 1971) oraz S. Bukowego (mat. arch.), że czerwony spągowiec północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego ma połącze-

nie z czerwonym spągowcem monokliny przedsudeckiej. Trzeba jednak zaznaczyć, że wymienieni autorzy sugerowali nieco odmienny przebieg wspomnianego połączenia, które ukierunkowano na okolice otworu Leśna, a nie Laskowic Oławskich. Na omawianym obszarze znajduje się tylko północny skraj tego rowu (fig. 9) wyznaczony otworami Solarnia IG 1 i Fosowskie IG 2.

Na północ od wspomnianego rowu zaznacza się szeroka strefa kluczborsko-częstochowska, w której brak jest utworów czerwonego spągowca. Utwory czerwonego spągowca jako zwarta pokrywa występują na północ od linii przebiegającej w pobliżu otworów Węglewice 1 — Biała 2 — Wieluń 4 — Wierzchlas 1 — Ozegów IG 1. W tej części obszaru utwory czerwonego spągowca osiągają ponad 400 m miąższości (rejon Kalisz—Raduchów). W obrębie wyniesienia podłoża podpermskiego ciągnącego się od Białej w kierunku otworu Kalisz IG 1 miąższość ich jest zredukowana do kilkudziesięciu metrów. Po północno-wschodniej stronie tego wyniesienia miąższość utworów czerwonego spągowca wzrasta stopniowo do ponad 300 m (fig. 2).

STRATYGRAFIA I WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

Podział utworów czerwonego spągowca obszaru przedsudeckiego i północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, ze względu na brak szczątków organicznych, jest przeprowadzony na podstawie kryteriów litologicznych. W literaturze geologicznej są stosowane głównie dwa schematy stratygraficzne; niektórzy geolodzy przyjmują dla czerwonego spągowca podział dwudzielny: G. Berg (1925); H. Teisseyre, J. Oberc, K. Smulikowski (1957); J. Milewicz, K. Pawłowska (1961); A. Siedlecka (1964); G. Katzung (1968); J. Pokorski, R. Wagner (1970); J. Kłapciński (1971), inni natomiast stosują podział trójdzielny: E. Dathe (1904), K. Dziedzic (1959), S. Kozłowski (1963), J. Krasoń (1964), J. Wyżkowski (1964), J. Sokołowski (1967 i mat. arch.).

Na obszarze kalisko-częstochowskim we wszystkich rozpoznanych profilach utwory czerwonego spągowca są reprezentowane przez kompleks skał osadowych odpowiadających czerwonemu spągowcowi górnemu w schemacie trójdzielnym lub saksonowi w schemacie podziału dwudzielnego.

W obrębie omawianego obszaru wyznaczenie granicy między podłożem przedpermskim i czerwonym spągowcem nie sprawia trudności ze względu na istniejącą dyskordancję kątową i stratygraficzną. Wyraźnie zaznacza się również granica stratygraficzna między czerwonym spągowcem i cechsztynem, zwłaszcza jeśli najstarsze ogniwa werry nie są wykształcone w postaci piaskowców lub warstw piaskowcowo-zlepieńcowych. Na obszarze gdzie piaskowiec pstry leży bezpośrednio na czerwonym spągowcu granica stratygraficzna między tymi utworami, z braku pew-

nych kryteriów, jest zazwyczaj wyznaczana umownie w różnych miejscach, w zależności od autora sporządzającego dany profil.

W południowej części omawianego obszaru strefa sedymentacji osadów czerwonego spągowca była związana z zapadliskiem tektonicznym ciągnącym się od Tworoga w kierunku Laskowic Oławskich. Charakter litologiczny oraz rozwój pionowy profilu dolnego permu w północnym skraju wspomnianej strefy rozpoznano otworami Solarnia IG 1 i Fosowskie IG 2. W profilu otworu Solarnia IG 1 na utworach wizenu wykształconych w facji wapienia węglowego leży dyskordantnie kompleks zlepieńcowo-piaskowcowy czerwonego spągowca miąższości 204 m. Dolną część tego kompleksu, liczącą około 90 m, stanowią głównie warstwy zlepieńców złożonych z dużych otoczków oraz słabo otoczonych ułamków skalnych o średnicy dochodzącej do 15 cm. Wśród otoczków, które są ułożone bezładnie w wiśniowobrunatnej masie marglisto-piaszczystej, przeważają piaskowce drobnoziarniste, mułowce i ilowce, natomiast w mniejszej ilości występują wapienie, dolomity i margle. Niekiedy spotyka się także słabo otoczone ułamki zwietrzałych porfirów. Pozostała część kompleksu jest zbudowana z piaskowców różnoziarnistych, miejscami zlepieńcowatych, niekiedy tufitowych, które leżą na przemian ze zlepieńcami zawierającymi w swoim składzie na ogół słabo otoczone ułamki kwarcu, wapienia, lidyty i zwietrzałego porfiru.

Strefa sedymentacji omawianych osadów znajdowała się w niewielkiej odległości od grzbietu Lublińca, który należy uważać za główny obszar alimentacyjny dla zlepieńców północnego skraju zapadliska. Utwory starszego paleozoiku, dewonu i karbonu dolnego, z których jest zbudowany wspomniany grzbiet były w okresie czerwonego spągowca erodowane i deponowane w obrębie powstającego zapadliska, o czym świadczy obecność tych skał w materiale tworzącym zlepieńce.

Nieco inaczej przedstawia się profil dolnego permu w otworze Fosowskie IG 2, który znajduje się około 15 km na zachód od Solarni. Na wizenie wykształconym w facji kulmu spoczywa tu dyskordantnie kompleks piaskowcowo-zlepieńcowy miąższości 63 m. Są to głównie piaskowce różnoziarniste z przewarstwieniami piaskowców zlepieńcowatych i zlepieńców wiśniowobrunatnych, a miejscami szarobrunatnych. W składzie zlepieńców występują słabo otoczone ułamki piaskowca drobnoziarnistego, mułowca, ilowca, wapienia i kwarcu. Ułamki i otoczki skał rozmieszczonych są bezładnie wśród spoiwa piaszczysto-marglistego i charakteryzują się małym stopniem wysortowania.

Omawiane osady występują w strefie południowego skłonu grzbietu Lublińca, który na tym odcinku jest zbudowany z utworów karbonu dolnego. Na podstawie składu petrograficznego zlepieńców można sądzić, że źródłem alimentacyjnym był grzbiet Lublińca, gdyż w zlepieńcach dominują ułamki i otoczki skał dolnego karbonu.

W otworze Solarnia IG 1 i Fosowskie IG 2 utwory zaliczone do dolnego permu są przykryte bezpośrednio klastycznymi osadami piaskowca pstrego i granica między tymi ogniwami jest trudna do uchwycenia. W wymienionych otworach osady czerwonego spągowca zostały wyróżnione na podstawie przesłanek litologicznych, przy czym za ich cechę charakterystyczną uważano dotychczas występowanie w składzie materiału okruszowego ułamków i otoczków skał eruptywnych oraz skał starszych od permu. Trzeba jednak zaznaczyć, że w obrębie zapadliska Tworóg—Laskowice Oławskie ustalenie granicy między permem a piaskowcem pstrym w wielu przypadkach nie jest możliwe, gdyż często osady te nie różnią się pod względem składu petrograficznego oraz wykształcenia litologicznego. Problem ten nie istnieje tylko w zachodniej części zapadliska (rejon Laskowic Oławskich), ponieważ na kompleksie piaskowcowo-zlepieńcowym leżą morskie utwory cechsztynu. W kierunku Tworoga zaznacza się przejście morskich osadów cechsztynu w osady lądowe wykształcone w facji klastycznej, co w znacznym stopniu utrudnia wyznaczenie granicy stratygraficznej między permem i pstrym piaskowcem. W profilu otworu Tworóg, gdzie według A. Siedleckiej (1964) kompleks piaskowcowo-zlepieńcowy czerwonego spągowca liczy ponad 400 m miąższości, granicę między czerwonym spągowcem i piaskowcem pstrym należy przyjąć za umowną. A. Siedlecka (1964) wyróżniła w profilu dolnego permu otworu Tworóg trzy serie, z których najmłodszą, trzecią serię (zaliczoną przez autorkę do czerwonego spągowca) można ewentualnie określić jako osady cechsztynu. W pionowym rozwoju tej czterdziestometrowej serii obserwujemy konsekwentne przejście od zlepieńców poprzez piaskowce do mułowców z kryształkami gipsu. Autorka podaje, że górne ogniwa tej serii mogły ulec częściowo zniszczeniu po dolnym permie, a przed sedymentacją osadów „niższego” piaskowca pstrego. Takiego wniosku nie można przyjąć, gdyż cechsztyń w stosunku do czerwonego spągowca leży przekraczając, a procesy denudacji przypadają na okres ruchów związanych z fazą palatynacką. Należy podkreślić, że w ogólnych rozważaniach nad stratygrafią permu śląsko-krakowskiego A. Siedlecka stwierdza, że wyróżnione najmłodsze osady permu, które zaliczyła do czerwonego spągowca mogły się tworzyć częściowo w cechsztyń.

W obrębie rowu Tworóg—Laskowice Oławskie osady czerwonego spągowca wykazują dość znaczne różnice miąższości, przy czym największa miąższość występuje w zachodniej jego części. W otworze Laskowice Oławskie IG 1 kompleks zlepieńcowy liczy około 650 m, z tym zastrzeżeniem, że dolny odcinek profilu miąższości około 201 m, zbudowany z dość silnie zdiagenezowanych zlepieńców oraz mułowców i iłowców wiśniowobrunatnych może reprezentować karbon górny.

W północnej części obszaru kalisko-często-

chowskiego utwory czerwonego spągowca spoczywają na sfałdowanym karbonie dolnym, a przykryte są osadami cechsztynu. Na ogół wyróżnienie ich nie następuje większych trudności, gdyż dolna granica jest jednoznaczna ze względu na istniejącą dyskordancję kątową i stratygraficzną, natomiast górna granica przebiega w spągu czarnych łupków ilastych werry. Bardziej wnikliwa analiza pozwala stwierdzić, że w pewnych rejonach pod łupkami ilastymi werry występują osady piaskowcowo-zlepieńcowe, które częściowo a niekiedy w całości, należałoby zaliczyć do cechsztynu. Dotyczy to głównie tych rejonów, gdzie paleomorfologia podłoża przedpermicznego była znacznie zróżnicowana, a lokalne wyniesienia przetrwały aż do okresu cechsztyńskiego. Za przykład mogą posłużyć profile z okolicy Wielunia, Białej, Brąszewic i Klonowej. W profilach tych wapienie i łupki ilaste werry są podścielone warstwami szarych piaskowców zlepieńcowych. Zlepieńce składające się z otoczków kwarcu, kwarcytu, piaskowca, mułowca i iłowca, charakteryzują się dość dobrym wysortowaniem oraz piaszczysto-marglistym spoiwem. Stropowe warstwy są zazwyczaj przepojone anhydrytem, który może występować również w postaci nieregularnych cienkich przerostów lub odosobnionych gniazd. Należy wnioskować, że opisane osady nie reprezentują czerwonego spągowca, lecz dolne ogniwa cechsztyńskiego cyklotemu werra wykształcone w facji gruboklastycznej.

Wyznaczanie granicy w spągu łupków ilastych werry jest dużym ułatwieniem, nie mniej jednak tak przyjętą granicę stratygraficzną można uważać w wielu przypadkach za umowną. Niejasne jest również stanowisko stratygraficzne warstw zlepieńcowatych występujących w peryferycznej strefie pierwotnego zasięgu czerwonego spągowca. Na przykład w rejonie Wierzchlas—Ozegów górny odcinek warstw zlepieńcowatych zawiera dużą ilość spoiwa piaszczysto-marglistego, przy czym tkwiące w tym spoiwie otoczki i ułamki skał powleczone są zazwyczaj otoczką węglanową. Należy podkreślić, że profile czerwonego spągowca z otworów położonych na północ od wspomnianej strefy charakteryzują się pełniejszym rozwojem, a nie zawierają w swoim obrębie warstw o podobnym wykształceniu. Z ogólnych przesłanek wynika, że w czasie transgresji morza cechsztyńskiego utwory czerwonego spągowca mogły w tym rejonie ulec przerobieniu.

W północnej części obszaru kalisko-często-chowskiego najpełniejszy profil utworów czerwonego spągowca stwierdzono w otworze Raduchów 1. Nawiercony kompleks piaskowcowo-zlepieńcowy liczy 412 m grubości, przy czym otwór nie osiągnął podłoża permu (fig. 3). W profilu litologicznym można tu wyróżnić dwie odrębne serie. Seria dolna, zaznaczająca się na głębokości 2571,0—2430,0 m, to głównie zlepieńce szarobrunatne i fioletowe złożone z otoczków i słabo obtoczonych ułamków porfirów, melafirów, piaskowców różnoziarnistych, iłowców oraz pojedyn-

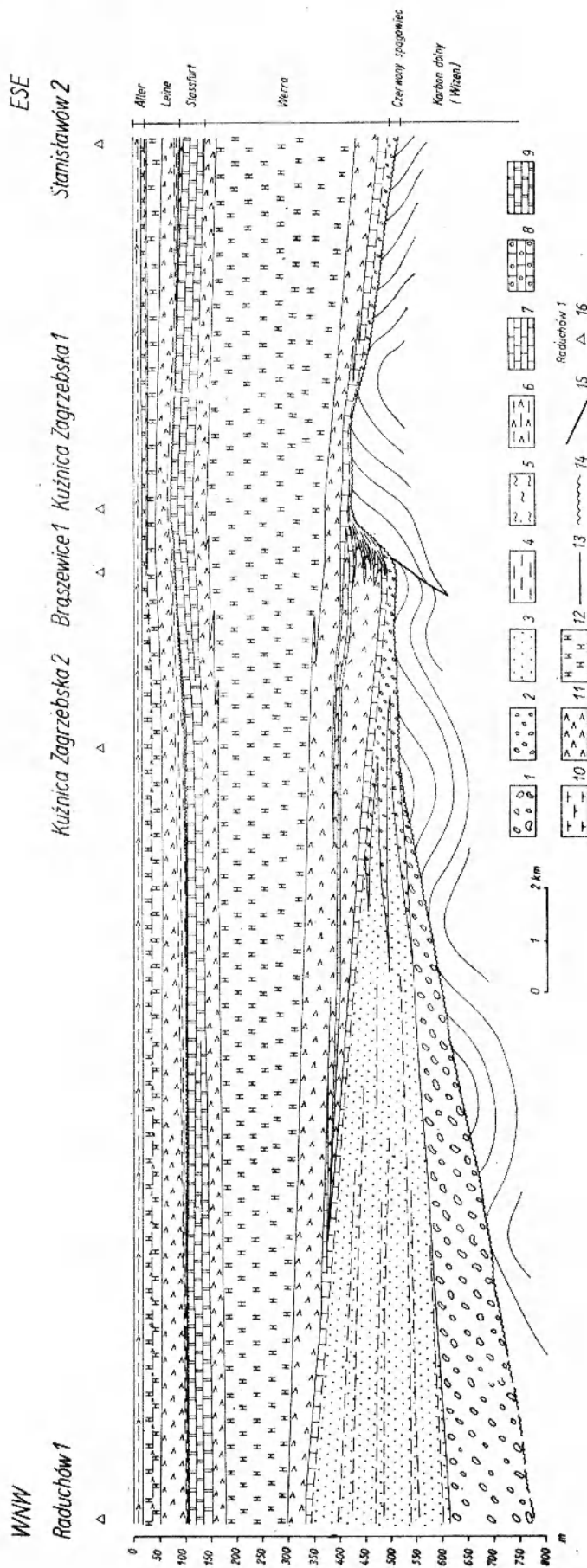


Fig. 3 Przekrój lit-facjalny utworów permu w rejonie Raduchów—Stanisławów
 1 — zlepienie złożone głównie ze skał effuzywnych, 2 — zlepienie z ożone główne z otoczaków skał osadowych, 3 — piaskowce, 4 — łył, łupki i łowce, 5 — mułowie, 6 — łył z gniazdami anhydrytów, 7 — wapień, 8 — wapień oolitowy, 9 — dolomity, 10 — margle, 11 — anhydryty, 12 — sole, 13 — granice stratygraficzne, 14 — granice erozyjne, 15 — uskoki, 16 — otwory wiertnicze

Lithofacies cross-section of the Permian in the Raduchów—Stanisławów area
 1 — conglomerates built mainly of effusive rocks, 2 — conglomerates built mainly of pebbles of sedimentary rocks, 3 — sandstones, 4 — clays, shales and claystones, 5 — siltstones, 6 — clays with nest-like anhydrite accumulations, 7 — limestones, 8 — oolitic limestones, 9 — dolomites, 10 — marls, 11 — anhydrites, 12 — salts, 13 — stratigraphic boundaries, 14 — erosion boundaries, 15 — faults, 16 — boreholes

czych ziarn kwarcu. Miejscami materiał jest grubookruchowy, a w składzie zlepieńca dominują ułamki skał wylewnych o wielkości ponad 10 cm. Ułożenie otoczków i ułamków jest na ogół bezładne, poza tym zaznacza się brak segregacji oraz zmienny udział spoiwa ilasto-piaszczystego, zazwyczaj wapnistej. Wśród zlepieńców pojawiają się przewarstwienia piaszkowca drobnoziarnistego, brunatnoszarego z laminami ilastymi oraz soczewkowate przerosty piaszkowca gruboziarnistego z domieszką większych ziarn kwarcu.

Obecność ułamków skał pochodzenia wulkanicznego w dolnej serii czerwonego spągowca profilu otworu Raduchów 1 pozwala przypuszczać, że w rejonie między Raduchowem i Kaliszem mogą występować również skały wylewne. Profile otworów Biady 1, Braszewice 1 i Kliczków 6 wskazują, że na południe oraz wschód od tego obszaru czerwony spągowiec jest reprezentowany tylko przez serię osadową górną. Charakteryzuje się ona dużą zmiennością wykształcenia litologicznego i miąższości. W północno-zachodniej części omawianego obszaru górna seria czerwonego spągowca liczy ponad 270 m grubości. Są to piaszkowce drobnoziarniste i mułowce szarofioletowe, miejscami różowofioletowe oraz szare z przewarstwieniami ilowca brunatno-czekoladowego. W piaszkowcach zaznacza się dość duża ilość pyłu kaolinowego, a spoiwo skały stanowi substancja ilasta zawierająca na ogół domieszkę węglanów. Piaszkowce wykazują odcinkami skośne warstwowanie, które jest podkreślone laminami ilowca, mułowca oraz smugami piaszkowca o odmiennej frakcji i zabarwieniu. Utwory czerwonego spągowca o takim wykształceniu litologicznym występują tylko w północno-zachodniej części omawianego obszaru. W kierunku wschodnim i południowym osady czerwonego spągowca wykazują dość znaczne różnice miąższości i wykształcenia facjalnego. W pasmie położonym na północ od otworów: Węglewice 1, Kuźnica Zagrzebska 2 i 3, Stanisławów 1, Złoczew 1, Biesiec 1, Dymek IG 1 i Wieluń 6 profile czerwonego spągowca są reprezentowane przez warstwy piaszkowcowo-zlepieńcowe. W profilach tych piaszkowce różnoziarniste, niekiedy zlepieńcowate, leżą na przemian ze zlepieńcami, przy czym wśród piaszkowców pojawiają się miejscami przewarstwienia piaszkowców z domieszką mułowców oraz laminy i przeławicenia ilowców. W skład zlepieńców wchodzi głównie otoczki kwarcu, kwarcytu, piaszkowca szarogłazowego oraz licznych litytów. Miejscami wśród piaszkowców i zlepieńców występują drobne ziarna różowych skałeni, pył kaolinowy oraz znaczna domieszka ziarn kwarcu, które tworzą nieregularne, smugowate i soczewkowate skupienia. Grubszy materiał jest ułożony na ogół bezładnie w masie ilasto-piaszczystej, miejscami wapnistej, przy czym zlepieńce i piaszkowce są brunatnowiśniowe, szarobrunatne i fioletowe.

Na obszarze położonym między wymienionymi otworami a linią wychodni czerwonego spą-

gowca dominują utwory zlepieńcowe, złożone w przeważającej mierze ze słabo obtoczonych ułamków piaszkowców szarogłazowych, mułowców i ilowców dolnego karbonu, a więc ze skał, z których jest zbudowane podłoże. Biorąc pod uwagę rozkład miąższości (fig. 2) oraz rozwój litofacjalny dolnego permu można wnioskować, że wyznaczony obecnie południowy zasięg tych utworów nie odbiega w ogólnych zarysach od pierwotnego.

ROZMIESZCZENIE OSADÓW CECHSZTYNU

Osady cechsztynu występują w północnej i południowo-wschodniej części obszaru kalisko-częstochowskiego (fig. 4 i 5). Przebieg wychodni cechsztynu określono na podstawie map strukturalnych spągu cechsztynu i spągu piaszkowca pstrego. W strefie położonej na północ od otworów: Szymonków IG 1, Wojciechów IG 1 i Więcki IG 1 zasięg cechsztynu jest lepiej udokumentowany ze względu na lepszą jakość wyników badań sejsmicznych, które stanowiły podstawę konstrukcji wspomnianych map. Natomiast w południowej części obszaru granice zasięgu cechsztynu są w znacznej mierze hipotetyczne.

Procesy denudacji zachodzące w czasie sedymentacji czerwonego spągowca nie doprowadziły obszaru kalisko-częstochowskiego do pełnej peneplenizacji, a paleomorfologia powierzchni przedcechsztyńskiej była tu jeszcze znacznie zróżnicowana. W pasmie położonym na północ od linii Małe Tyble—Wieluń—Ożegów, a więc w strefie gdzie odbywała się sedymentacja osadów czerwonego spągowca, istniały liczne lokalne wzgórza, które zostały przykryte dopiero utworami cechsztynu, przy czym w obrębie tych wzgórz dolne ogniwa cyklotemu werra są reprezentowane przez warstwy zlepieńcowe. Na obszarze zawartym między wspomnianą linią a południowym zasięgiem zwartego płaszczu utworów cechsztynu stwierdza się bezpośrednie ułożenie cechsztynu na utworach karbonu dolnego (fig. 4). Należy zaznaczyć, że pierwotny zasięg zbiornika cechsztyńskiego był znacznie szerszy i przypuszczalnie nie obejmował tylko najbardziej wypiętrzonej części grzbietu Lublińca. Obecny przebieg podtriasowych wychodni utworów cechsztyńskich został ukształtowany przez erozję dolnotriasową, której rozwój jest związany z ruchami fazy palatynackiej. O szerszym pierwotnie zasięgu cechsztynu świadczy jego odosobniony płat w rejonie Wojciechów—Dankowice oraz w pasmie Leśna—Wężowice. Procesy denudacji były rozwinięte najsilniej w strefie leżącej na południe od Wielunia, gdzie na znacznych obszarach osady cechsztynu uległy częściowemu lub całkowitemu zniszczeniu. Na przykład w otworze Rzeki IG 1 brak jest przypuszczalnie utworów cyklotemów leine i aller a w otworach: Wojciechów IG 1, Dankowice IG 1 i Leśna są zachowane tylko dolne warstwy cyklotemu werra.

Z dotychczasowego rozpoznania geologicznego wynika (A. Siedlecka, 1964), że utwory cech-

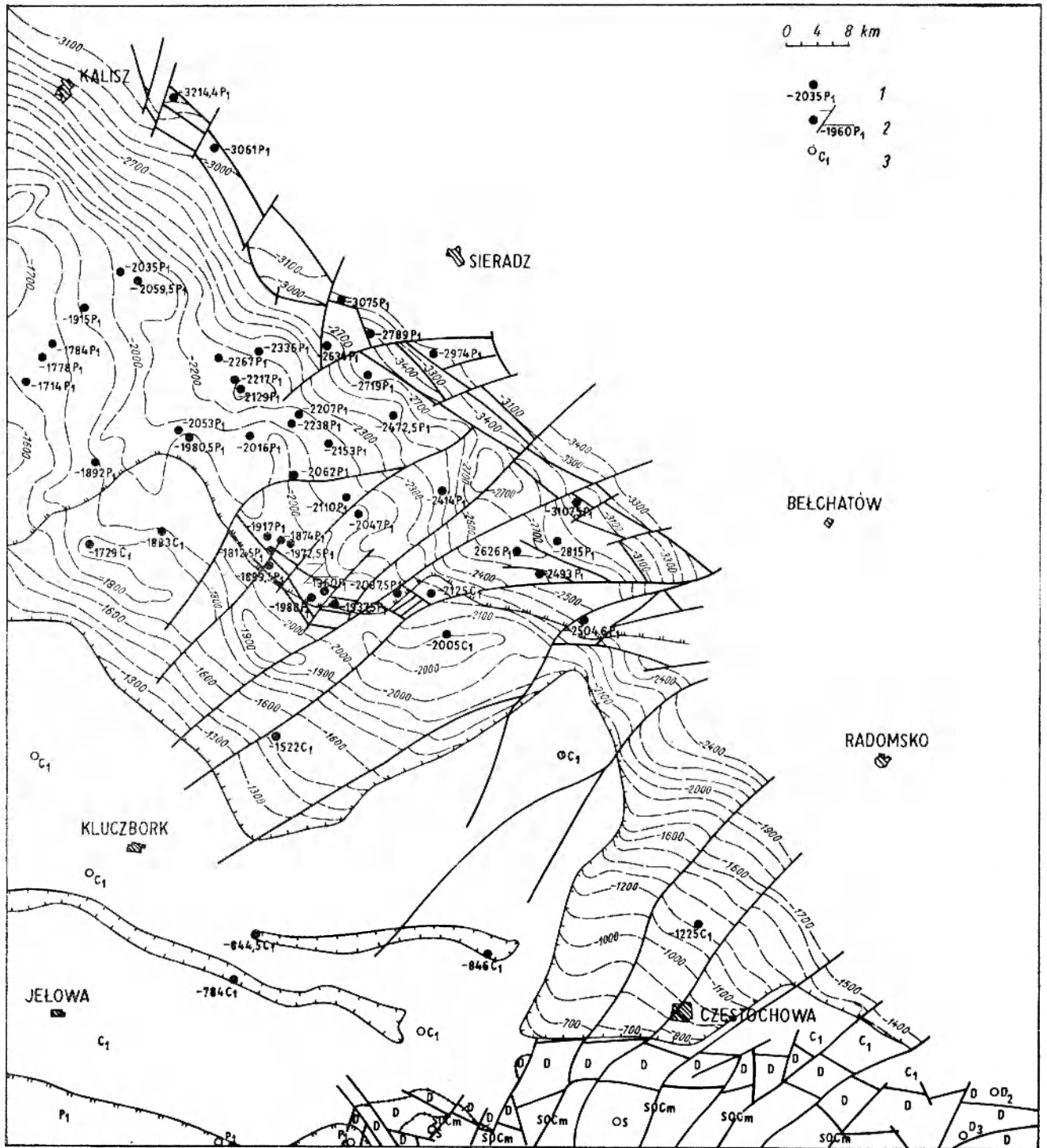


Fig. 4. Mapa strukturalno-geologiczna powierzchni spągowej osadów cechsztynu

1 — otwory wiertnicze, w których osiągnięto spąg odwzorowanej jednostki, z rzędną powierzchni strukturalnej w m p.p.m. i symbolem stratygraficznym warstw podścielających, 2 — otwory wiertnicze, w których osady odwzorowanej jednostki zaburzone są tektonicznie, z rzędną płaszczyzny ślizgu, 3 — otwory wiertnicze, w których profilach nie stwierdzono osadów cechsztynu, z symbolem stratygraficznym warstw podścielających. Pozostałe objaśnienia przy figurze 1

Geological-structural map of the base of the Zechstein sediments

1 — boreholes in which the base of the unit represented was encountered, depth of the structural surface in m b.s.l., stratigraphy of the underlying strata shown by symbol, 2 — boreholes in which the sediments of the unit represented are tectonically disturbed, with given depth of the slip surface, 3 — boreholes without the Zechstein sediments, with stratigraphic symbol of the underlying strata. Remaining explanations see Figure 1

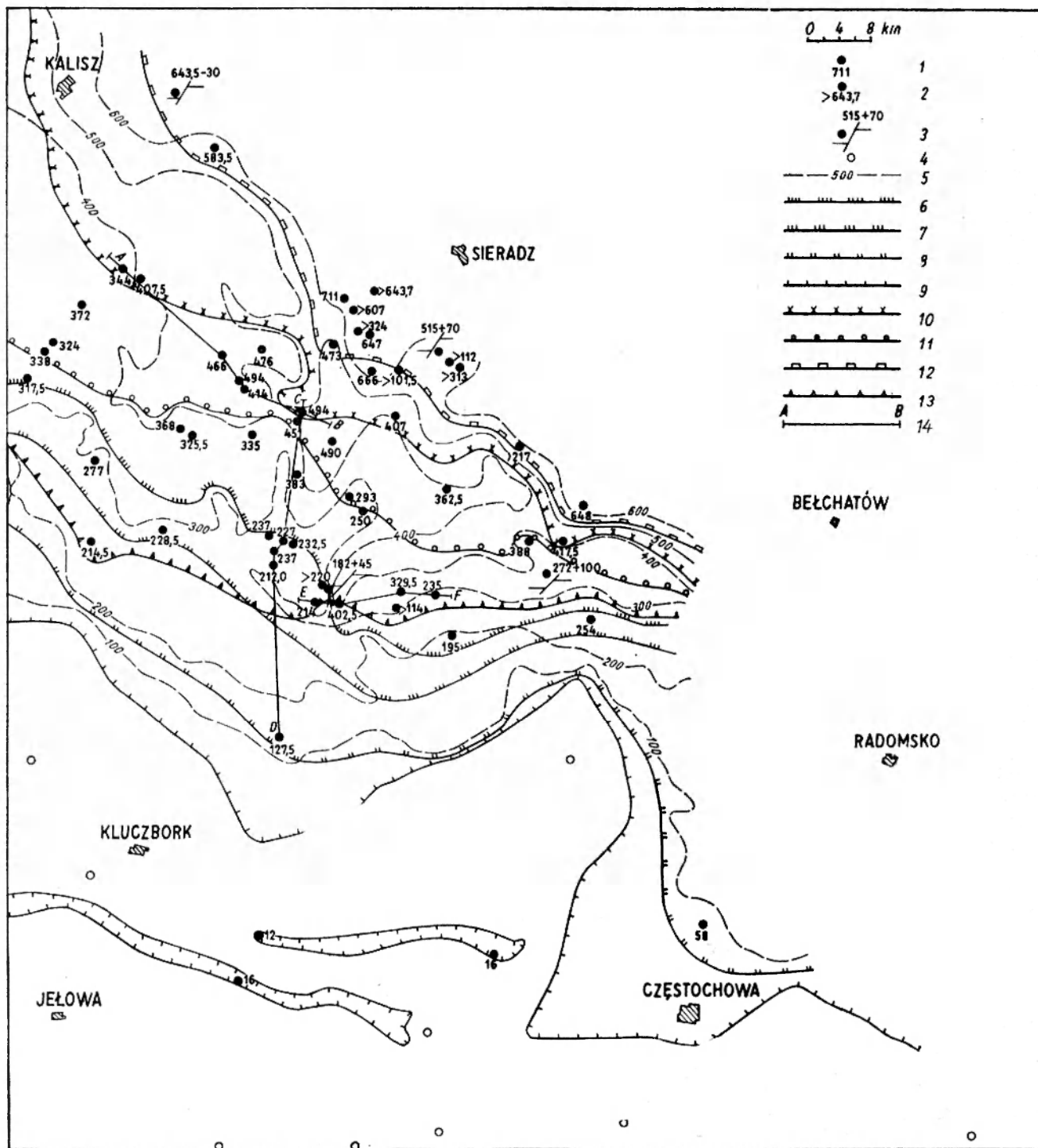


Fig. 5. Mapa miąższości osadów cechsztynu

1 — miąższość z otworu wiertniczego, 2 — niepełna miąższość (nie przebity spąg osadów cechsztynu), 3 — niepełna miąższość z powodu redukcji tektonicznych (przypuszczalna brakująca miąższość podano z prawej strony znaku +), 4 — otwory, w których brak osadów cechsztynu, 5 — izopachyty przypuszczalne; zasięg osadów cyklotemu: 6 — aller, 7 — leine, 8 — stassfurt, 9 — werra; zasięg soli: 10 — alleru, 11 — leine, 12 — stassfurtu, 13 — werry; 14 — linie przekrojów litofacyjnych

Isopachyte map of the Zechstein sediments

1 — thickness recorded in the borehole, 2 — incomplete thickness (Zechstein bottom not pierced by borehole), 3 — thickness incomplete due to tectonic reducing (thickness of the inferred gaps follows the + sign), 4 — boreholes without the Zechstein sediments, 5 — assumed isopachytes; extent of the sediments of the cyclothem: 6 — Aller, 7 — Leine, 8 — Stassfurt, 9 — Werra; extent of the salts: 10 — Alleru, 11 — Leine, 12 — Stassfurtu, 13 — Werry; 14 — lithofacies cross-sections lines

sztynu występują również po południowej stronie grzbietu Lublińca, gdzie mogą być zachowane w strefie rowu tektonicznego biegnącego od Tworoga w kierunku Laskowic Oławskich. Do chwili obecnej utwory cechsztyńskie w tej strefie nie zostały wyróżnione, co można tłumaczyć tym, że swoim wykształceniem litologicznym są one zbliżone do podścielających je osadów czerwonego spągowca i nadległych osadów triasu dolnego. Trzeba zaznaczyć, że utwory permu i najniższej części piaskowca pstrego nie zawierają w tym rejonie szczątków organicznych. Dlatego też A. Siedlecka (1964) wysuwa zastrzeżenie, że osady które zaliczyła do górnego czerwonego spągowca mogą być wieku cechsztyńskiego.

STRATYGRAFIA I WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE OSADÓW CECHSZTYŃNY

Podział stratygraficzny cechsztynu obszaru przedsudeckiego oraz innych regionów Polski jest głównie oparty na schemacie G. Richtera-Bernburga (1955a). Schemat ten przyjęto również dla utworów cechsztynu obszaru kalisko-częstochowskiego. Wyróżniono cztery cyklotemy, a mianowicie: Z1 (werra), Z2 (stassfurt), Z3 (leine) i Z4 (aller).

W dotychczasowych opracowaniach: A. Tokarskiego (1958), J. Poborskiego (1960), J. Tomaszewskiego (1962a,b), Z. Obuchowicza (1962), J. Krasonia (1962, 1964), M. Podemskiego (1962, 1963, 1965, 1973), J. Oberca, J. Tomaszewskiego (1963), J. Kłapcińskiego (1964a,b, 1966), T. Kasprzaka, J. Sokołowskiego (1964, 1965), J. Sokołowskiego (1967), T. Bireckiego (mat. arch.), są omawiane głównie osady cechsztynu występujące na zachód od obszaru kalisko-częstochowskiego.

Badania osadów cechsztynu w rejonie kalisko-częstochowskim rozpoczęto w latach późniejszych i poza przyczynkową pracą S. Połtowicza (1971) oraz materiałami archiwalnymi, w których są przedstawione na ogół tylko poszczególne profile otworów, brak jest bardziej szczegółowej charakterystyki osadów cechsztynu.

W północnej części omawianego obszaru cykliczny rozwój osadów cechsztyńskich nie odbiega w ogólnych zarysach od notowanego w środkowej i zachodniej części monokliny przedsudeckiej. W południowej jego części natomiast pojawiają się osady charakterystyczne dla peryferyjnych stref cechsztyńskiego basenu sedimentacyjnego. Zaznaczają się tu dość duże zmiany w rozwoju litologicznym cyklotemów w układzie lateralnym i wertykalnym (fig. 6 i 7).

Cyklotem Z1 (werra)

Z początkiem cechsztynu paleomorfologia obszaru kalisko-częstochowskiego była jeszcze znacznie zróżnicowana, a tym samym warunkowała rozwój litologiczny osadów. Powszechnie przyjmowana zasada, że dolna granica cyklotemu werra przebiega w spągu czarnoszarych iłowców, określanych nazwą łupków miedzionośnych, nie zawsze może być tu zastosowana. Problem niższej granicy jest dyskusyjny również i w innych rejonach monokliny przedsudeckiej. A. Tokarski (1958), J. Poborski (1964), J. Krasoń (1962), J. Wyżykowski (1964) zaliczają do cechsztynu warstwy białego lub szarego spągowca, które występują pod wspomnianymi łupkami. W pracy J. Oberca i J. Tomaszewskiego (1963) przedstawiono natomiast wniosek, że tylko przerobione i redeponowane osady szarego spągowca można uważać za cechsztyńskie. J. Sokołowski (1967)

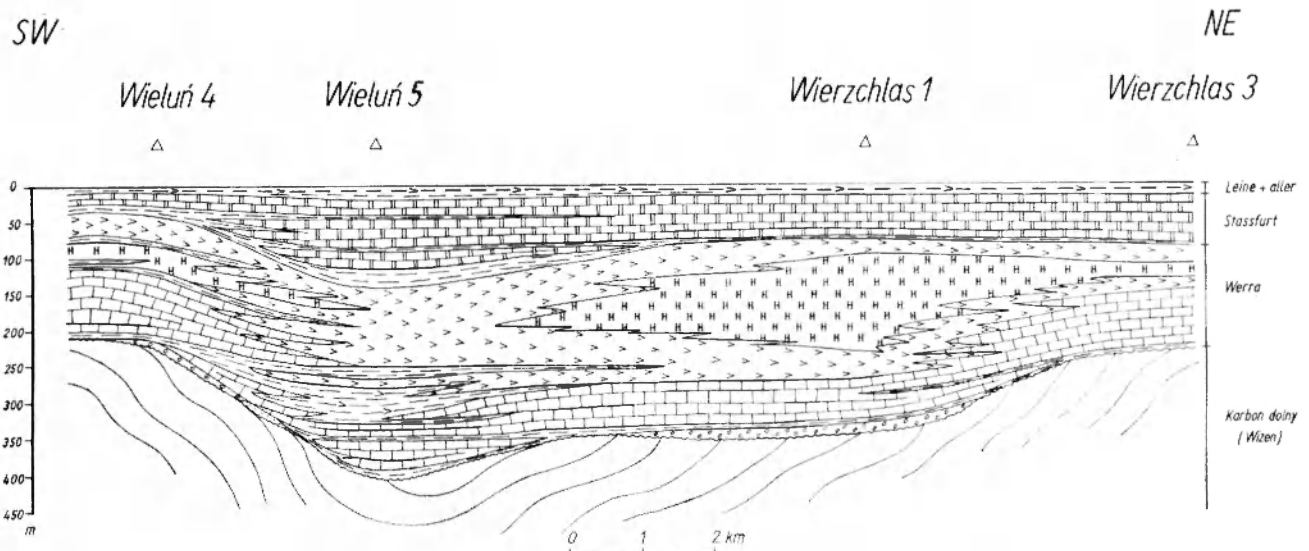


Fig. 6. Przekrój litofacjalny utworów permu w rejonie Wieluń—Wierzchlas
Objaśnienia przy figurze 3

Lithofacies cross-section of the Permian sediments in the Wieluń—Wierzchlas area
Explanations see Figure 3

przyjmuje, że szary spągowiec może być wieku cechsztyńskiego, ale ze względu na brak kryteriów geofizycznych do jego wydzielenia i brak rdzeni wiertniczych w wielu profilach, proponuje dolną granicę cechsztynu prowadzić, ze względów praktycznych, w spągu łupków miedzionośnych.

Na podstawie wyników pomiarów geofizyki otworowej rozdzielenie szarego spągowca czy też zlepieńca podstawowego cechsztynu od czerwonego spągowca nie jest możliwe, gdyż skały te charakteryzują się podobnymi własnościami fizycznymi. Przyjmowanie dolnej granicy cechsztynu w spągu łupków ilastych cyklotemu werra jest podyktowane tym, że w profilach otworów nie rdzeniowanych, interpretowanych na podstawie wykresów geofizycznych, jedynie ta granica jest możliwa do wyznaczenia. W przypadku gdy dysponujemy rdzeniami wiertniczymi, które zezwalają na przeprowadzenie omawianej granicy, powinna ona być wyznaczana wśród osadów piaskowcowo-zlepieńcowych, ale wówczas przy wykorzystaniu tych profili do opracowania map strukturalnych i miąższościowych muszą być dokonane odpowiednie korekty w poszczególnych rdzeniowanych otworach. Dolną granicę cechsztynu w obrębie osadów piaskowcowych czy piaskowcowo-zlepieńcowych obszaru przedsudeckiego wyznaczali między innymi: A. Tokarski (1958), J. Krasoń (1964), na innych zaś obszarach Polski: K. Pawłowska (1964, 1968); J. Poborski, L. Cimaszewski (1961); J. Poborski (1964, 1968); J. Pokorski, R. Wagner (1970) i T. Stolarczyk (1972).

W północnej części omawianego obszaru osady werry osiągają największą miąższość w okolicach Kliczkowa, Stanisławowa i Barczewa, gdzie liczą od 314 (otwór Kliczków 6) do 430 m (otwór Stanisławów 1). Jest to lokalne przegłębienie zbiornika, w którego obrębie stwierdzono najpełniejszy rozwój profilu osadów werry. W strefie tej utwory cechsztynu spoczywają na szarych i wiśniowobrunatnych piaskowcach zlepieńcowatych zaliczonych do czerwonego spągowca. Najniższą część cyklotemu werry tworzy warstwa iłowca ciemnoszarego, niekiedy o odcieniu brunatnym, zawierająca szczątki zwęglonej flory i nieliczną małże. ıłowiec przechodzi ku górze w osady węglanowe reprezentowane przez ciemnoszare wapienie, wapienie dolomityczne oraz brunatnoszare dolomity ze sporadycznymi, oczkowymi skupieniami anhydrytu. Miąższość warstw węglanowych waha się w tym rejonie od 5 do 12 m. Ponad węglanowymi osadami werry występuje silnie rozbudowany kompleks anhydrytowo-solny. Z analizy profili werry wynika, że centralna część wspomnianego przegłębienia przypada na okolice otworu Stanisławów 1, w którym sole najstarsze osiągają 359 m miąższości. W sąsiednich otworach grubość soli najstarszych jest mniejsza, przy czym w Kliczkowie 5a liczy ona 150 m, a w Stanisławowie 2 — 274 m. Biorąc pod uwagę wykresy geofizyczne poszczególnych otworów można wnioskować, że w obrębie soli najstarszych pojawiają się miejscami pakiety anhydrytowe.

Sole najstarsze występują tylko w północnej części omawianego obszaru, a ich zasięg nie przekracza linii biegnącej na południe od Małych Tybli, Białej, Wielunia, Wierzchlasu i Radoszewic, gdyż w profilach otworów Wieluń 5, Aleksandrów 1 i Ożegów IG 1 nie są one reprezentowane.

W miarę zbliżania się od północy do strefy Węglewice—Biała daje się zauważyć stopniowa zmiana wykształcenia litologicznego oraz ogólna redukcja miąższości osadów cyklotemu werra. Paleomorfologia tej strefy była znacznie zróżnicowana, a tym samym warunkowała rozwój litologiczny dolnych ogniw cechsztynu. W obrębie pierwotnych wyniesień występują warstwy piaskowcowo-zlepieńcowe, które częściowo, a niekiedy nawet w całości, reprezentują najniższą część cyklotemu werra.

Należy sądzić, że wspomniane wyniesienia znajdowały się ponad podstawą falowania, co doprowadziło do przerobienia i redepozycji osadów czerwonego spągowca. Utwory tego typu stwierdzono w okolicach Klonowej, Brąszewic, Białej i Wielunia. Są to piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce, w których dominują na ogół dobrze obtoczone ułamki piaskowców szarogłazowych i ıłowców oraz otoczaki mlecznego kwarcu. Spoiwo skały jest zazwyczaj wapieniste, a miejscami pojawia się anhydryt w formie odosobnionych gniazd i drobnych skupień. Miąższość tych warstw wynosi zazwyczaj kilka metrów. Różnią się one od czerwonego spągowca odmiennym, szarozielonkawym zabarwieniem. Nieco inny typ zlepieńców, które można zaliczyć do werry, stwierdzono w okolicach Wierzchlasu i Ożegowa. W profilu otworu Wierzchlas 1 pod ciemnoszarymi ıłowcami werry występuje około 11 m zlepieńców składających się z ułamków piaskowców szarogłazowych, mułowców i ıłowców o różnej wielkości oraz niejednorodnym stopniu obtoczenia. Poszczególne otoczaki i ułamki skał są bezładnie rozrzucone wśród obfitego spoiwa piaszczysto-marglistego, miejscami impregnowanego anhydrytem, ponadto część otoczek jest powleczone cienką otoczką węglanową. Biorąc pod uwagę wymienione cechy zlepieńców oraz fakt, że znaczna ilość otoczek ma kształt dyskoidalny, można sądzić, że zostały one uformowane w zbiorniku morskim. Podobny typ zlepieńców stwierdzono w profilu otworu Ożegów IG 1, przy czym A. Maliszewska (mat. arch.) na podstawie analizy petrograficznej sugeruje, że są to utwory czerwonego spągowca, które w procesie diagenety i epigenety uległy dolomityzacji, sylikacji i impregnacji wodorotlenkami żelaza. W następnym etapie infiltracja wód morza cechsztyńskiego spowodowała wymycie wodorotlenków żelaza z warstw przystropowych i redukcję żelaza trójwartościowego do dwuwartościowego, skorodowanie ziarn kwarcu, skaleni oraz niektórych okruchów skalnych, impregnację anhydrytem oraz rekrytalizację ankerytu w szczelinach i porach skalnych.

Opisane zlepieńce występują w pasmie pier-

wotnego zasięgu utworów czerwonego spągowca i charakteryzują się miąższością nie przekraczającą kilkunastu metrów. Należy przyjąć, że utwory czerwonego spągowca uległy w tym rejonie ponownemu przerobieniu i redepozycji, a w czasie wtórnego ich formowania zachodziły procesy wymienione przez A. Maliszewską. Trzeba jeszcze dodać, że na omawianym obszarze w obrębie czerwonego spągowca nie stwierdzono warstw o podobnym wykształceniu litologicznym. Tego typu zlepieńce są natomiast charakterystyczne dla osadów cechsztynu, utworzonych w peryferyjnych częściach zbiornika i w strefie lokalnych wyniesień podłoża cechsztyńskiego.

W rejonie Węglewice—Biała—Ozegów na wspomnianych zlepieńcach spoczywa około dwumetrowa warstwa iłowca lub łupku ilastego czarnoszarego, którą określa się powszechnie nazwą łupków miedzionośnych. Według J. Weigelta (1928) i E. V. Hoyningena-Huene (1968) osady tego typu powstawały w warunkach redukcyjnych przy okresowej stagnacji zbiornika. Na omawianym obszarze warstwa łupków ilastych werry przypuszczalnie nie jest izochroniczna, gdyż w obrębie lokalnych wyniesień podłoża, warunki sprzyjające ich powstawaniu zapanowały w innym okresie niż na obszarze speneplenizowanym lub w strefach lokalnych obniżzeń (fig. 3, 6, 7). Warstwa łupków ilastych werry stanowi ogniw przejściowe do sedymentacji osadów węglanowych, które w tym rejonie charakteryzują się znaczną miąższością: od 62 m w profilu otworu Wierzchlas 1 do 95 m w profilu otworu Ozegów IG 1.

W okolicy Białej i Wielunia dolna część serii węglanowej werry jest zbudowana z ciemnoszarych i popielatych wapieni masywnych, miejscami z oczkowymi skupieniami anhydrytu oraz przewarstwieniami marglu ciemnoszarego, niekiedy dolomitycznego. W osadach tych zaznacza się miejscami dość duża ilość małżów, szczątki ryb oraz detrytus zwęglonej flory. Górne odcinki omawianego kompleksu są wykształcone głównie w postaci dolomitów szarobrunatnych ze smugami ciemnoszarych iłowców. Lokalnie w warstwach przystropowych pojawiają się iłowce mulaste brunatnowiśniowe i szarozielonkawe z podrzędnymi, nieregularnymi przerostami białego anhydrytu.

Nieco odmiennym wykształceniem litologicznym charakteryzuje się kompleks węglanowy werry w profilu otworu Wieluń 5. Są to wapień beżowe, ciemnoszare, niekiedy prawie czarne, na ogół silnie ilaste, z laminami i cienkimi przewarstwieniami iłowca czerwonoszarego, miejscami o teksturze spływowej. Analizując rozwój osadów węglanowych werry wzdłuż linii otworów: Wieluń 4 — Wierzchlas 1 (fig. 6) można sądzić, że osady występujące w profilu otworu Wieluń 5 tworzyły się w strefie lokalnej depresji zbiornika cechsztyńskiego i wiekowo są starsze od warstw węglanowych leżących w obrębie pierwotnych wyniesień. Od Wierzchlasu w kierunku Ozegowa pojawiają się wśród wapieni warstwy dolomitu brunatnoszarego z nielicznymi smugami iłowca

czarnego oraz drobnymi skupieniami białego anhydrytu. W otworze Ozegów IG 1 serię węglanową werry reprezentuje już dolomit masywny, jasnoszary, smugowany w dolnej części iłowcem czarnym, z przewarstwieniami dolomitu algowego. W górnych odcinkach profilu pojawiają się nieliczne, cienkie przerosty łupkowatego czarnego iłowca, a najwyższą część stanowi około pięciometrowa warstwa dolomitu onkolitowego.

Osady węglanowe werry strefy Węglewice—Biała—Ozegów tworzyły się okresowo w zasięgu silniejszych wpływów lądu, o czym świadczy pojawienie się w obrębie wapieni i dolomitów lamin oraz przewarstwień iłowców, a lokalnie, w części stropowej, iłowców mułowcowych, brunatnowiśniowych z szarozielonymi plamami.

Kompleks anhydrytowo-solny werry liczy w tej strefie od kilkudziesięciu do 192 m miąższości (fig. 6 i 7). Grubość warstw soli najstarszych waha się od 23 (otwór Wierzchlas 3) do 137 m (otwór Wierzchlas 1), przy czym w otworach Wieluń 5 i Ozegów IG 1 kompleks ten jest reprezentowany wyłącznie przez anhydryty ze smugami iłowca ciemnoszarego. Z analizy materiałów geologicznych wynika, że sole najstarsze ulegają wyklinowaniu w kierunku południowym i południowo-wschodnim.

Rozpatrując rozwój osadów werry wzdłuż linii otworów: Aleksandrów 1 — Stanisławów 2 (fig. 7), można stwierdzić narastanie wpływów lądu w kierunku południowym. W profilu otworu Aleksandrów 1 na karbonie dolnym spoczywają bezpośrednio wapień, margle oraz ciemnoszare iłowce wapniste werry. Brak zlepieńca podstawowego cechsztynu należy tłumaczyć słabym zróżnicowaniem paleomorfologii podłoża permu i faktem, że obszar ten był pozbawiony pierwotnie osadów czerwonego spągowca. Miąższość warstw węglanowych werry określa się tu na 29,5 m, natomiast wyższe ogniwa tego cyklotemu są reprezentowane przez osady klastyczne. Są one zbudowane z wiśniowobrunatnych miejscami szarych piaskowców drobnoziarnistych, dość silnie wapnistych, z przewarstwieniami mułowca i iłowca. W ich obrębie występują sporadycznie cienkie wkładki wapienia dolomitycznego i anhydrytu.

Lateralne zmiany wykształcenia litologicznego wykazują osady werry również w kierunku południowo-wschodnim. W profilu otworu Rzeki IG 1 bezpośrednio na karbonie dolnym leży osiemnastometrowa seria dolomitów jasnobezowych i jasnoszarych, kawernistych z przerostami iłowca ciemnoszarego zawierającego detrytus zwęglonej flory. W części spągowej dolomitów są widoczne drobne skupienia gipsu i anhydrytu oraz dość liczne okrucy piaskowców drobnoziarnistych, które często przepojone są substancją węglanową. Nad dolomitami występuje około siedmiometrowa warstwa mułowca piaszczystego, wiśniowobrunatnego, miejscami zlepieńcowatego z licznymi toczącami oraz porwakami iłowca brunatnowiśniowego i jasnoszarego. Stropowe odcinki mułowca są nieco wapniste i zawierają drobne skupienia anhydrytu. Na mułowcu leży

warstwa iłowca szarego, słabo wapnistego, ze śladami fauny i detrytusem spirytyzowanej flory. Pojawiają się tu również cienkie wkładki i smugi piaskowca mułowcowego oraz sporadycznie, nieregularne przerosty wapienia marglistego. Najwyższą część profilu stanowi iłowiec szarobrunatny o odcieniu wiśniowym, gruzłowaty, z przerostami i przewarstwieniami wapienia oraz dolomitu brunatnoszarego. Wkładki wapienia i dolomitu wykazują miejscami pokrój gruzłowaty, a niekiedy nawet zlepieńcowaty o wyraźnych cechach rozmycia. W iłowcu zaznacza się kilkudziesięciocentymetrowa warstwa anhydrytu beżowego z przeławiczeniem wapienia i iłowca wapnistego, szarozółtego. Anhydryt pojawia się także miejscami w formie nieregularnych cienkich przerostów oraz drobnych, oczkowych skupień. Przystropowy odcinek profilu osadów werry w dolnej części jest reprezentowany przez półmetrową warstwę zlepieńca zawierającego ułamki dolomitu szarobeżowego oraz otoczaki piaskowca szarogłazowego. Na zlepieńcu leży dwumetrowy pakiet iłowca wiśniowobrunatnego przewarstwowionego dolomitem, anhydrytem oraz iłowcem gruzłowatym, w którym tkwią słabo obtoczone ułamki szarobeżowego dolomitu. W samym stropie werry występuje warstwa zlepieńca (miąższości 0,4 m) zbudowanego z ułamków dolomitu i piaskowca szarogłazowego.

Osady górnych ogniwi cyklotemu werra w otworze Rzeki IG 1 odbiegają swoim wykształceniem litologicznym od profili znanych ze strefy leżącej w znacznie większym oddaleniu od linii brzegowej zbiornika. Nie mniej jednak, opierając się na przesłankach sedymentologicznych, paleogeograficznych oraz analizie litologicznej, opisane osady można zaliczyć do utworów cyklotemu werra (fig. 8). Duża zmienność wykształcenia litologicznego, występowanie warstw zlepieńcowatych, jak również wyraźne ślady rozmycia świadczą, że reprezentowane w profilu otworu Rzeki IG 1 górne ogniwa werry tworzyły się w peryferycznej części zbiornika cechsztyńskiego, którego oscylacje zaznaczyły się tu wyraźnie. W omawianej strefie regresywne tendencje zbiornika są bardzo silnie podkreślone w całej górnej części cyklotemu werra. W innych natomiast rejonach obszaru przedsudeckiego, głównie w okolicy Lubina i Kożuchowa, zjawisko to jest notowane w dolnym odcinku anhydrytów stropowych werry, na co wskazują opisane przez J. Kłapcińskiego (1964b, 1966) oraz M. Podemskiego (1965, 1973) warstwy zlepieńców i brekcji śródformacyjnych.

Na podstawie charakteru litologicznego dolnego odcinka profilu otworu Rzeki IG 1 można wnioskować, że w początkowym rozwoju sedimentacji osadów cyklotemu werra zasięg zbiornika był znacznie szerszy.

Cyklotem Z2 (stassfurt)

Najpełniejszy rozwój cyklotemu stassfurt stwierdza się w rejonie Kliczkowa, Stanisławowa

1 i Barczewa, gdzie zarazem zaznacza się największa łączna miąższość utworów cechsztynu (fig. 5). W obrębie tego cyklotemu występuje dolomit główny, anhydryt podstawowy i sole starsze, brak jest natomiast anhydrytu stropowego. Należy zaznaczyć, że osady stassfurtu w rejonie Barczewa nie zostały jeszcze dostatecznie rozpoznane, gdyż w profilu otworu Barczew 1 sole najstarsze werry kontaktują tektonicznie z szarym ılem solnym cyklotemu leine, a w profilu otworu Barczew 4 osiągnięto stropową część dolomitu głównego. W dokumentacji wynikowej otworu Barczew 4 wyróżniono nad solami starszymi trzymetrową warstwę anhydrytu stropowego, lecz ze względu na brak próbek rdzeniowych oraz pomiarów geofizyki wiertniczej, wydzielenie tej warstwy nie jest dostatecznie uzasadnione.

W omawianym rejonie cykl sedimentacji stassfurtu rozpoczynają osady węglanowe określone nazwą dolomitu głównego. Najniższą ich część stanowią warstwy szarego lub szarobrunatnego dolomitu ilastego, miejscami mulastego z cienkimi przewarstwieniami ıłowca łupkowego, czarnoszarego, zazwyczaj silnie bitumicznego. Lokalnie pojawia się dolomit kawernisty, spękany, z kawernami wypełnionymi mlecznym anhydrytem oraz kryształkami soli. Osady ilasto-dolomityczne pod względem wykształcenia litologicznego są zbliżone do łupków cuchnących, których występowanie jest związane z obniżonymi strefami dna zbiornika. Na utworach tego poziomu spoczywa dolomit ciemnobrunatny, masywny, ze smugami ıłowca ciemnoszarego oraz przewarstwieniami mułowcowego dolomitu onkolitowego. Ogólną miąższość poziomu dolomitu głównego określa się w tym rejonie na około 20 m, a tylko w otworze Stanisławów 1 wyraża się ona wartością 29,5 m.

Nieco odmienne wykształcenie litologiczne poziomu dolomitu głównego oraz wahania miąższości od około 30 do 58 m zaznaczają się na południe od wspomnianego rejonu, w pasmie Raduchów—Klonowa—Lututów—Ozegów. W pasmie tym dolna część poziomu dolomitu głównego jest wykształcona zazwyczaj w postaci masywnego dolomitu ilastego ze smugami i przewarstwieniami ıłowca dolomitycznego, ciemnoszarego, zawierającego dość liczne szczątki zwęglonej flory. W wyższych częściach profilu pojawia się dolomit szary i szarobeżowy o odcieniu brunatnym, zazwyczaj masywny, ze stylolitami. Górne odcinki natomiast są reprezentowane przez dolomit jasnoszary i o odcieniu beżowym z licznymi przewarstwieniami dolomitu onkolitowego, niekiedy z wkładkami dolomitu algowego (otwór Ozegów IG 1).

Zwiększona miąższość dolomitu głównego oraz powszechne występowanie w górnej części profilu warstw dolomitu onkolitowego świadczą, że osady te tworzyły się w przybrzeżnej strefie basenu sedimentacyjnego oraz w obrębie lokalnych wypłyń zbiornika. Pogląd taki wyrażają G. Richter-Bernburg (1955a) i F. Theilig (1966). Wzrost miąższości dolomitu głównego i występowanie warstw dolomitów onkolitowych w obrębie wy-

niesień podmorskich są znane również z innych rejonów obszaru przedsudeckiego, o czym wzmiankują: J. Stemulak (1963), J. Kłapciński (1964b, 1967, 1971), J. Sokołowski (1967), J. Pokorski, R. Wagner (1970) i T. Birecki (mat. arch.).

Lokalny wzrost miąższości dolomitu głównego zaznacza się w profilu otworu Wieluń 5. Z analizy materiałów geologicznych wynika, że w początkowej fazie rozwoju osadów dolomitu głównego dno zbiornika w tym rejonie stopniowo obniżało się (fig. 6). W dolnej części profilu, na odcinku około 25 m, występują iłowce w spągu brunatnoczerwone, a w wyższych partiach ciemnoszare, które z kolei przechodzą w czarne dolomity ilaste. Na nich spoczywa siedemdziesięciometrowy kompleks dolomitu ciemnobieżowego miejscami ilastego z laminami i cienkimi przewarstwieniami iłowca czarnego. W samym stropie pojawia się dolomit jasnobieżowy o pokroju gruzłowatym, z cienkimi warstwami dolomitu onkolitowego. W kierunku otworu Wierzchlas 1 miąższość dolomitu głównego ulega redukcji do około 30 m, zmniejsza się też udział materiału ilastego, którego większa zawartość zaznacza się jeszcze w najniższej części profilu.

Największe zmiany w wykształceniu litologicznym dolomitu głównego można obserwować w rejonie Chlewo—Książenice, gdzie poziom dolomitu głównego jest wykształcony w postaci warstw dolomitu masywnego o zabarwieniu beżowym, ze smugami i przewarstwieniami iłowca ciemnoszarego. Miejscami dolomit przechodzi stopniowo w dolomit anhydrytowy z licznymi porami po wylugowanej soli, a ten z kolei w anhydryt szary, szarobieżowy i szary o odcieniu niebieskawym. Grubość warstw anhydrytu waha się od kilku centymetrów do około 5 m, przy czym drobne oczkowe skupienia anhydrytu alabastrowego pojawiają się również wśród dolomitu. W rejonie tym miąższość poziomu dolomitu głównego określa się na około 40 m. Biorąc pod uwagę wykształcenie litologiczne opisanych osadów można sądzić, że tworzyły się one w lokalnym przegłębieniu ówczesnego zbiornika; podobny pogład wyraża również T. Birecki (mat. arch.).

W okolicy otworów Węglewice 1 i Małe Tyble 1 dolną część poziomu dolomitu głównego stanowi iłowiec ciemnoszary, miejscami szarozielonkawy i wiśniowobrunatny ze skupieniami gipsu oraz gniazdami i przewarstwieniami anhydrytu szarego smugowanego iłowcem ciemnoszarym, przy czym niekiedy pojawiają się tu również wkładki szarych mułowców z muskowitem. W wyższych odcinkach profilu występują warstwy dolomitu ilastego, ciemnoszarego, zazwyczaj laminowanego iłowcem ciemnoszarym oraz dolomitu beżowego, który lokalnie może zawierać przewarstwienia dolomitu onkolitowego. Wśród dolomitu obserwujemy niekiedy wkładki szarego anhydrytu ze smugami i przewarstwieniami ciemnoszarego iłowca dolomitycznego. Wykształcenie litologiczne poziomu dolomitu głównego wykazuje dużą zmienność, a miąższość osadów waha się od 10 do 30 m. Należy sądzić, że zmiany te

są spowodowane nieznaczną odległością linii brzegowej zbiornika i urozmaiconą jej konfiguracją.

Analizując rozwój litologiczny poziomu dolomitu głównego na linii Aleksandrów—Stanisławów (fig. 7) można stwierdzić, że od Białej w kierunku Aleksandrowa utwory węglanowe stopniowo zanikają, ustępując miejsca osadom klastycznym. W profilu otworu Aleksandrów 1 poziom ten liczy około 25 m miąższości i jest wykształcony jako iłowiec szarobrunatny o odcieniu wiśniowym, z gniazdami anhydrytu oraz przewarstwieniami piaskowca drobnoziarnistego. W stropowej jego części występuje iłowiec dolomityczny, szary o odcieniu niebieskawym, zawierający wkładkę anhydrytu alabastrowego. Na utworach tych spoczywa bezpośrednio piaskowiec pstry dolny, a więc dokładniejsze określenie wieku erozji górnych ogniw stassfurtu nie jest możliwe.

Podobne zmiany wykształcenia litologicznego w poziomie dolomitu głównego występują w południowo-wschodniej części omawianego obszaru (fig. 8). W profilu otworu Wieluń 3 poziom ten liczy 29 m miąższości i jest reprezentowany w dolnej części przez zlepieniec brekcyjowy, złożony z okruchów dolomitu szarego, iłowca dolomitycznego i anhydrytu, wielkości do kilku centymetrów. Na zlepieńcu leży dolomit zlepieńcowaty z nieregularnymi przerostami i przewarstwieniami iłowca ciemnoszarego, który ku górze profilu przechodzi w dolomit jasnobieżowy. porowaty z licznymi suturami. W górnym odcinku natomiast występuje piaskowiec drobnoziarnisty, miejscami dolomityczny, zawierający niekiedy domieszkę ostrokrawędzistych okruchów piaskowca dolomitycznego oraz liczne laminy iłowca ciemnoszarego, przy czym zaznaczają się tu wyraźnie tekstury spływowe. Wyższe partie nie były rdzeniowane, lecz z analizy pomiarów geofizyki otworowej wynika, że na wspomnianych piaskowcach leży kilkumetrowa warstwa anhydrytu, następnie około pięciometrowa warstwa iłowca, a pozostała część profilu stanowi dziesięciometrowy pakiet skał węglanowych.

Dalej w kierunku południowo-wschodnim można zaobserwować w osadach poziomu dolomitu głównego coraz większy wpływ ładu. W profilu otworu Rzeki IG 1 poziom ten rozpoczyna dwudziestocentymetrowa warstwa dolomitu jasnoszarego o odcieniu beżowym, na którym leży około 6 m iłowca gruzłowatego, fioletowobrunatnego i wiśniowobrunatnego, wapnistego, miejscami z przerostami iłowca szarozielonkawego. Wyżej występuje około dziesięciometrowy pakiet dolomitu jasnoszarego, z przemazami i przewarstwieniami iłowca dolomitycznego, fioletowobrunatnego oraz szarozielonkawego, z nielicznymi drobnymi skupieniami anhydrytu. Stropowa powierzchnia dolomitu charakteryzuje się zazwyczaj wyraźnymi śladami rozmyć, przy czym nadległy iłowiec wypełnia nierówności i wykazuje na ogół niezgodne uławicenie. Pakiet dolomitu pokrywa warstwa zlepieńca (miąższości 1,4 m) złożonego głównie ze słabo obtoczonych ułamków piaskowca drobnoziarnistego, szarogłazowego oraz dolomitu

szarobieżowego średnicy do 5 cm. Zlepieniec przerastany jest nieregularnie iłowcem mulastym, dolomitycznym, wiśniowobrunatnym i szarozielonkawym, miejscami piaszczystym. Górny odcinek profilu jest zbudowany z iłowca wiśniowobrunatnego i szarozielonkawego, miejscami gruzłowatego oraz marglu piaszczystego, wiśniowobrunatnego, zazwyczaj gruzłowatego lub zlepieńcowego, niekiedy z przewarstwieniami wapienia bulastego o takim samym zabarwieniu. Występuje tu również cienka warstwa zlepieńca o słabo wysortowanym materiale skalnym, składającym się ze źle obtoczonych ułamków o średnicy do 3 cm, rozrzuconych bezładnie w obfitym spoiwie marglisto-piaszczystym. Są to głównie szarogłazowe piaskowce drobnoziarniste, piaskowce kwarcytowe, wapień, margle i dolomity.

Charakter litologiczny opisanych osadów, a zwłaszcza występowanie warstw zlepieńców, w których składzie stwierdza się obecność słabo obtoczonych ułamków skał starszych od permu, świadczy o bliskości ładu. Można wnioskować, że w czasie oscylacji zbiornika strefa ta uległa okresowemu wynurzeniu. W ówczesnej morfologii przypuszczalnie najsilniej był wyniesiony rejon grzbietu Lublińca, w którym procesy denudacji doprowadziły do erozji skał podłoża permu oraz depozycji tego materiału w brzeżne partie basenu sedimentacyjnego.

Nad osadami poziomu dolomitu głównego występuje młodsze ogniwo cyklotemu stassfurt — anhydryt podstawowy. Najpełniejszy jego rozwój stwierdza się w północnej części omawianego obszaru, w pasmie biegnącym wzdłuż linii Kliczków—Barczew. Ogniwo to jest wykształcone jako anhydryt jasnoszary ze sporadycznymi, falistymi smugami iłowca ciemnoszarego, a miejscami z kawernami wypełnionymi częściowo kryształkami soli. Miąższość anhydrytu podstawowego jest tu zmienna i waha się od 24 do 36 m, w południowej części obszaru natomiast ulega on stopniowemu wyklinowaniu (fig. 7). W pasmie Ożegów—Wierzchlas—Biała miąższość anhydrytu podstawowego wynosi zaledwie kilka metrów i zawiera on dość liczne przerosty iłowca dolomitycznego, a na obszarze położonym po południowej stronie tego pasma miąższość anhydrytu podstawowego nie przekracza zazwyczaj kilkudziesięciu centymetrów.

Sole starsze występują tylko w profilu otworu Stanisławów 1 oraz w strefie Kliczków—Barczew. Są to zazwyczaj sole grubokrystaliczne, miejscami o różowym odcieniu, zawierające niekiedy smugi szarego ładu. W obrębie kompleksu solnego występuje poziom soli potasowych, a lokalnie pojawiają się warstwy anhydrytu białoszarego, z bardzo licznymi gniazdami i drobnymi skupieniami soli.

W północnej części obszaru miąższości soli starszych określa się na około 100 m (otwór Kliczków 5a), przy czym w kierunku południowym ulegają one redukcji i w otworze Stanisławów 1 liczą już tylko 30 m. W profilach otworów usytuowanych na południe od tego otworu sole starsze nie

występują. Osady cyklotemu stassfurt w omawianej strefie nie są w pełni wykształcone, gdyż nawet w północnej części tej strefy brak jest nad solami starszymi anhydrytu stropowego. Przypuszczalnie pod koniec sedimentacji osadów cyklotemu stassfurt zmniejszył się zasięg zbiornika, a tym samym na wynurzonej, południowej części obszaru mogły zapanować warunki sprzyjające rozwojowi procesów denudacji. T. Birecki (mat. arch.) podaje, że w tym właśnie okresie rejon położony na północny zachód od Wrocławia wydzwignął się i wskutek erozji osady stassfurtu uległy tu miejscami całkowitemu zniszczeniu. Zjawisko częściowej erozji górnych ogniw stassfurtu jest notowane również w okolicy Lubina, Nowej Soli i Rawicza, gdzie według J. Sokołowskiego (1967) wśród anhydrytu podstawowego widoczne są liczne powierzchnie rozmyć oraz niezgodne ułożenie na nim szarego ładu solnego cyklotemu leine. Niezgodne ułożenie szarego ładu solnego na osadach stassfurtu zaznacza się również bardzo wyraźnie na obszarze kalisko-częstochowskim. W północnej jego części szary ład solny spoczywa na solach starszych, a w miarę przesuwania się w kierunku południowym na coraz to starszych ogniwach stassfurtu, a więc na anhydrycie podstawowym i dolomicie głównym.

Cyklotem Z3 (leine)

Osady cyklotemu leine rozpoczyna poziom szarego ładu solnego o miąższości nie przekraczającej kilku metrów. Wykazuje on dość znaczną zmienność wykształcenia litologicznego, lecz jest zarazem najlepszym poziomem korelacyjnym (fig. 8). W przeważającej mierze jest to iłowiec ciemnoszary, na ogół dolomityczny, miejscami o pokroju łupkowym, zawierający przewarstwienia mułowca i dolomitu szarego, przy czym ten typ wykształcenia dominuje w północnej części omawianego obszaru. W strefie środkowej natomiast, biegnącej od otworu Chlewo 1 w kierunku Ożegowa IG 1, szary ład solny jest reprezentowany głównie przez iłowiec dolomityczny szary i szarobrunatny oraz dolomit brunatny, ilasty z licznymi kawernami po wyługowanej soli i drobnymi gniazdami anhydrytu. Na południe od tej strefy w okolicy Białej, Wielunia i Ożegowa omawiany poziom jest zbudowany z mułowca ciemnoszarego, słabo dolomitycznego z licznymi skupieniami anhydrytu oraz z piaskowca mułowcowego laminowanego iłowcem ciemnoszarym, przy czym niekiedy pojawiają się tu również warstwy piaskowca i mułowca wiśniowobrunatnego i szarozielonkawego. Wykształcenie litologiczne oraz barwa wskazują, że osady te tworzyły się w peryferycznej części zbiornika sedimentacyjnego. Lokalnie przechodzenie szarego ładu solnego w utwory o pstrych barwach jest znane również z innych rejonów obszaru przedsudeckiego (M. Podemski, 1965, 1973; J. Kłapciński, 1964 b; J. Sokołowski, 1967), gdzie zjawisko to tłumaczy się niezbyt odległą linią brzegową zbiornika.

W pozostałej części obszaru poziom ten jest reprezentowany przez pakiet skał węglanowych dolomitu płytowego (fig. 8). Są to warstwy dolomitu ilastego ciemnoszarego, szarobrunatnego i beżowego, niekiedy mułowcowego, laminowanego ilowcem ciemnoszarym, miejscami z wkładkami wapienia szarobeżowego. Dość powszechnie występują również cienkie przewarstwienia dolomitu gruzłowatego, liczne skupienia soli oraz gniazda i cienkie warstwy anhydrytu białoszarego. Wśród dolomitu, a zwłaszcza w górnej jego części, pojawia się zwykle ilowiec dolomityczny szary i brunatnoszary z wkładkami dolomitu cukrowatego oraz przerostami anhydrytu i kawernami po wyługowanej soli.

Nad dolomitem płytowym występuje poziom anhydrytu głównego, którego miąższość w południowej strefie wynosi od kilku do kilkunastu metrów. W kierunku północnym następuje wzrost miąższości omawianych osadów do około 60 m i stopniowe przechodzenie anhydrytów, zarówno w układzie lateralnym, jak i wertykalnym w utwory anhydrytowo-solne. W dolnej części profilu jest to zazwyczaj anhydryt biały o szarym odcieniu, często pegmatytowy, w wyższych partiach niebieskawoszary, miejscami beżowy z nieregularnymi smugami ilowca szarego oraz dość licznymi kawernami po wyługowanej soli.

W stropie kompleksu anhydrytowego zaznacza się niekiedy kilkumetrowa warstwa ily ciemnoszarego z gniazdami soli i anhydrytu oraz cienkimi przewarstwieniami soli jasnoszarej o odcieniu żółtawym, przy czym należy ona już do poziomu soli młodszych. Sole młodsze występują tylko na obszarze położonym na północ od linii otworów: Książenice 2, Klonowa 1 i Radoszewice 1, a zasięg ich w stosunku do soli starszych stassfurtu jest przekraczający i mniejszy od zasięgu soli najstarszych werry (fig. 5). Kompleks soli młodszych charakteryzuje się zmienną miąższością, przy czym najpełniejszy ich rozwój przypada na rejon Kliczkowa, gdzie w kompleksie soli halitowych, liczącym około 60 m grubości, występują również sole potasowe. Osady cyklotemu leine nie są tu przypuszczalnie kompletnie wykształcone, gdyż w większości otworów nie stwierdzono warstwy anhydrytu stropowego.

Cyklotem Z4 (aller)

Osady cyklotemu aller są najpełniej wykształcone w strefie położonej na północ od linii Biady—Kuznica Strobińska. Najstarszym ogniwem są tu czerwone ily solne, których największa miąższość, liczącą do kilku metrów, przypada na rejon Kliczkowa i Barczewa. Na czerwonych ily solnych spoczywa kompleks soli najmłodszych osiagających w swoim maksymalnym rozwoju miąższość do około 40 m. W kierunku południowym zarówno czerwony ily solny, jak i sole najmłodsze przechodzą lateralnie w ilowiec brunatnoczerwony, z gniazdami i nieregularnymi przerostami anhydrytu oraz wkładkami wapienia mar-

glistego, jasnoszarego o odcieniu beżowym. Miejscami wśród ilowca brunatnoczerwonego występują nieliczne przewarstwienia ilowca zielonoszarego, a w rejonach wysuniętych najdalej na południe pojawiają się warstwy mułowca brunatnoczerwonego z pasemkami anhydrytu smugowanego ilowcem szarozielonkawym. Miąższość opisanych ilowców jest zmienna i waha się od kilkunastu do około 35 m.

Sole najmłodsze pojawiają się dopiero na północ od linii Biady—Kuznica Strobińska, przy czym mają one większy zasięg niż sole starsze stassfurtu, a mniejszy od soli młodszych cyklotemu leine. Należy sądzić, że zasięg soli najmłodszych wyznacza zarazem bardziej centralną część basenu sedymentacyjnego cyklotemu aller.

W strefie północnej omawianego obszaru na solach najmłodszych leży kompleks ilowców czerwonych górnych, którego miąższość nie przekracza 40 m. W części dolnej kompleks ten jest reprezentowany zazwyczaj przez kilkumetrową warstwę mułowca ilastego ceglatego z nielicznymi, drobnymi skupieniami soli. Wyżej występuje ilowiec wiśniowobrunatny o teksturze gruzłowej, z plamami i smugami ilowca szarozielonkawego oraz nieregularnymi, bulastymi przerostami anhydrytu dolomitowego, jak również warstwami anhydrytu szarego. Na górny odcinek profilu składają się warstwy łupku ilastego brunatnoceglatego, z falistymi przeławieniami mułowca i soczewkami piaskowca drobnoziarnistego. Wśród łupku ilastego zaznaczają się dość liczne gniazda anhydrytu, które ku stropowi stopniowo zanikają.

Czerwone ily, które w strefie południowej leżą bezpośrednio na utworach cyklotemu leine nie różnią się zasadniczo pod względem wykształcenia litologicznego od wyżej opisanych, lecz nie należy ich z sobą korelować. Osady te są charakterystyczne dla peryferycznej części zbiornika sedymentacyjnego i odpowiadają przypuszczalnie poziomowi aller starszemu od czerwonych ily górnych. J. Kłapciński (1964a), J. Sokołowski (1967), T. Birecki (mat. arch.) przyjmują, że na obszarze przedsudeckim osady cyklotemu aller powstały w zbiorniku morskim. Typ litologiczny tych osadów w obrębie obszaru kalisko-częstochowskiego wskazuje na istnienie tendencji do regresji morza, których nasilenie przypada na koniec tego okresu. Ciągłość sedymentacji między cechsztynem i triasem dolnym istnieje przypuszczalnie tylko w północnej części omawianego obszaru.

Z analizy profilów osadów cechsztynu wynika, że z północy ku południowi luka obejmuje coraz to starsze ogniwa cechsztynu (fig. 7). W rejonie Wielunia brak jest osadów cyklotemu aller i częściowo leine. Dalej na południe w profilach otworów Aleksandrów 1 i Rzeki IG 1 brakuje także górnych ogniw stassfurtu, a w profilach otworów Dankowice IG 1, Wojciechów IG 1 i Leśna zachowane są częściowo tylko osady werry. Brak wymienionych osadów cechsztynu jest spowodowany głównie erozją rozwijającą się w początkach dolnego triasu. Należy jednak zaznaczyć, że brak

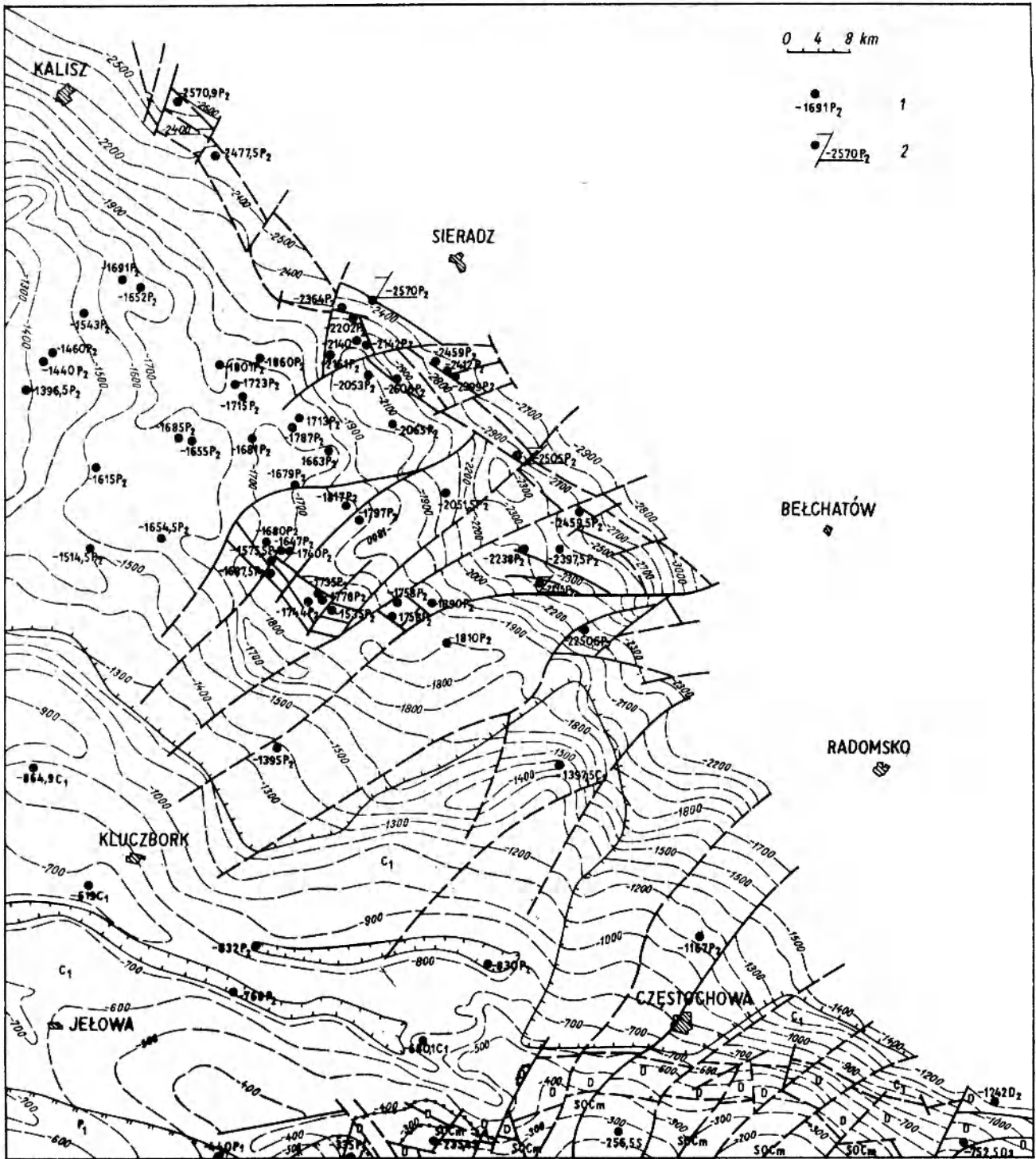


Fig. 9. Mapa strukturalno-geologiczna powierzchni spągowej osadów piaskowca pstrego
 1 — otwory wiertnicze, w których osiągnięto spąg odwzorowanej jednostki, z rzędną powierzchni strukturalnej w m p.p.m. stwierdzoną w otworze i symbol stratygraficzny warstw podścielających, 2 — otwory wiertnicze, w których osady odwzorowanej jednostki są zaburzone tektonicznie, z rzędną płaszczyzny ślizgu. Pozostałe objaśnienia przy figurze 1

Structural-geological map of the base of the Bunter sediments

1 — boreholes in which the base of unit represented was encountered, depth of the structural surface in m b.s.l. found in the borehole, stratigraphic symbol of the underlying strata, 2 — boreholes in which the sediments of the unit represented are tectonically disturbed, depth of the slip surface. Remaining explanations see Figure 1

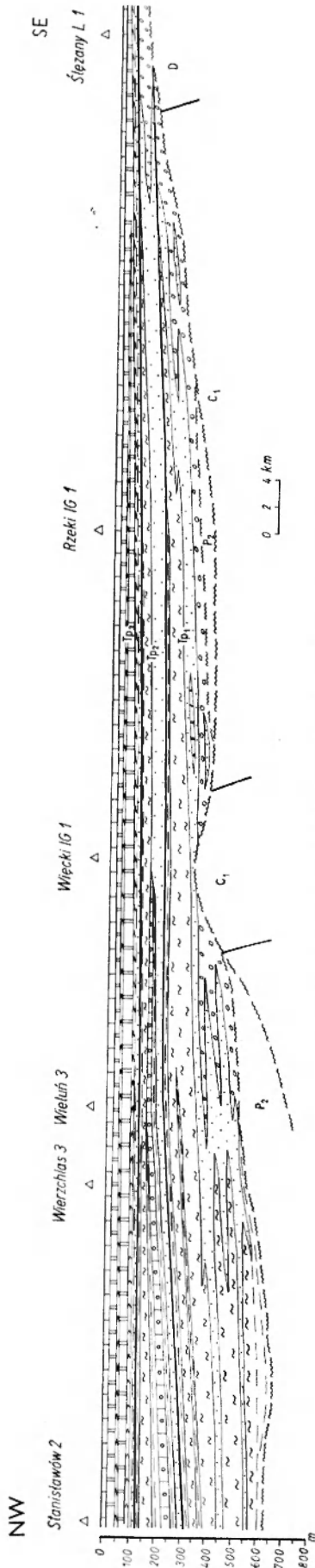


Fig. 10. Przekrój litofacjalny utworów piaskowca pstrego
Objaśnienia przy figurze 3

Lithofacies cross-section of the Bunter sediments
Explanations see Figure 3

niektórych poziomów litostratygraficznych cechsztynu na obszarze monokliny przedsudeckiej wiąże się również z ruchami synsedymencyjnymi (J. Sokołowski, 1966a, b, 1967), których wyraźniejsze nasilenie przypada na przełomie cyklotemów stassfurt i leine.

ROLA RUCHÓW FAZY PALATYNACKIEJ

Ruchy fazy palatynackiej przypadające na przełomie cechsztynu i triasu notowane w masywie małopolskim oraz platformie wschodnioeuropejskiej (W. Pożaryski, H. Tomczyk, 1969), zaznaczają się wyraźnie w południowej części obszaru kalisko-częstochowskiego.

W pasmie Węglewice—Ożegów działalność ruchów fazy palatynackiej jest wyrażona niezgodnością stratygraficzną. Na różnych wiekowo ogniwach cyklotemu leine spoczywają tu warstwy iłowców, mułowców i zlepieńców brekcjowatych. Stanowisko stratygraficzne tych utworów nie jest pewne, gdyż mogą one reprezentować górne ogniwa cechsztynu lub piaskowiec pstry dolny. W strefie Szymonków—Więcki nie stwierdza się już utworów cechsztynu, a piaskowiec pstry dolny leży bezpośrednio na karbonie. Biorąc pod uwagę wykształcenie litofacjalne osadów cechsztynu należy przyjąć, że pierwotnie ich zasięg był znacznie szerszy i przypuszczalnie nie obejmował tylko grzbietu Lublińca. Przesłanki geologiczne wskazują (S. Siedlecka, 1964), że klastyczne utwory cechsztynu występują i po południowej stronie tego grzbietu, w obniżeniu tektonicznym Tworóg—Laskowice Oławskie. Strefa Szymonków—Więcki w okresie fazy palatynackiej ulegała ruchom wypiętrzającym. W następstwie ich działalności rozwinęły się procesy denudacji, a czynniki erozji doprowadziły w efekcie do zniszczenia osadów cechsztynu. Zachowany układ strukturalny obrazuje paleomorfologię ukształtowaną przed lub w początkowym okresie piaskowca pstrego dolnego. Rzeźba powierzchni jest dość zróżnicowana (fig. 9), przy czym w obramowaniu ciągłej pokrywy cechsztynu zbocza karbońskie nachylone są w kierunku północnym. W zachodniej części obszaru zaznaczają się wyniosłości Szymonkowa i Wołczyzna, ukierunkowane równoleżnikowo i rozdzielone depresją zachowującą ten sam układ. Podobne wyniesienie, tylko o kierunku SW—NE znajduje się w części wschodniej, w okolicy Więcek. Rozpatrując wyniesienie Więcek na linii otworów Rzeki IG 1—Wieleń 3 (fig. 9) należy sądzić, że mamy tu do czynienia z tektoniką blokową. Na przełomie cechsztynu i triasu po zachodniej i wschodniej stronie bloku Więcek powstały żywe uskoki o kierunku SW—NE, przy czym przypuszczalnie istniały także uskoki, których przebieg jest zbliżony do równoleżnikowego. Obecnie prześledzenie tych uskokiów nie jest możliwe, gdyż krawędzie bloku, jak również osady cechsztynu występujące pierwotnie w jego obrębie, zostały zniszczone przez erozję dolnortriasową. O wypiętrzeniu poszczególnych bloków z

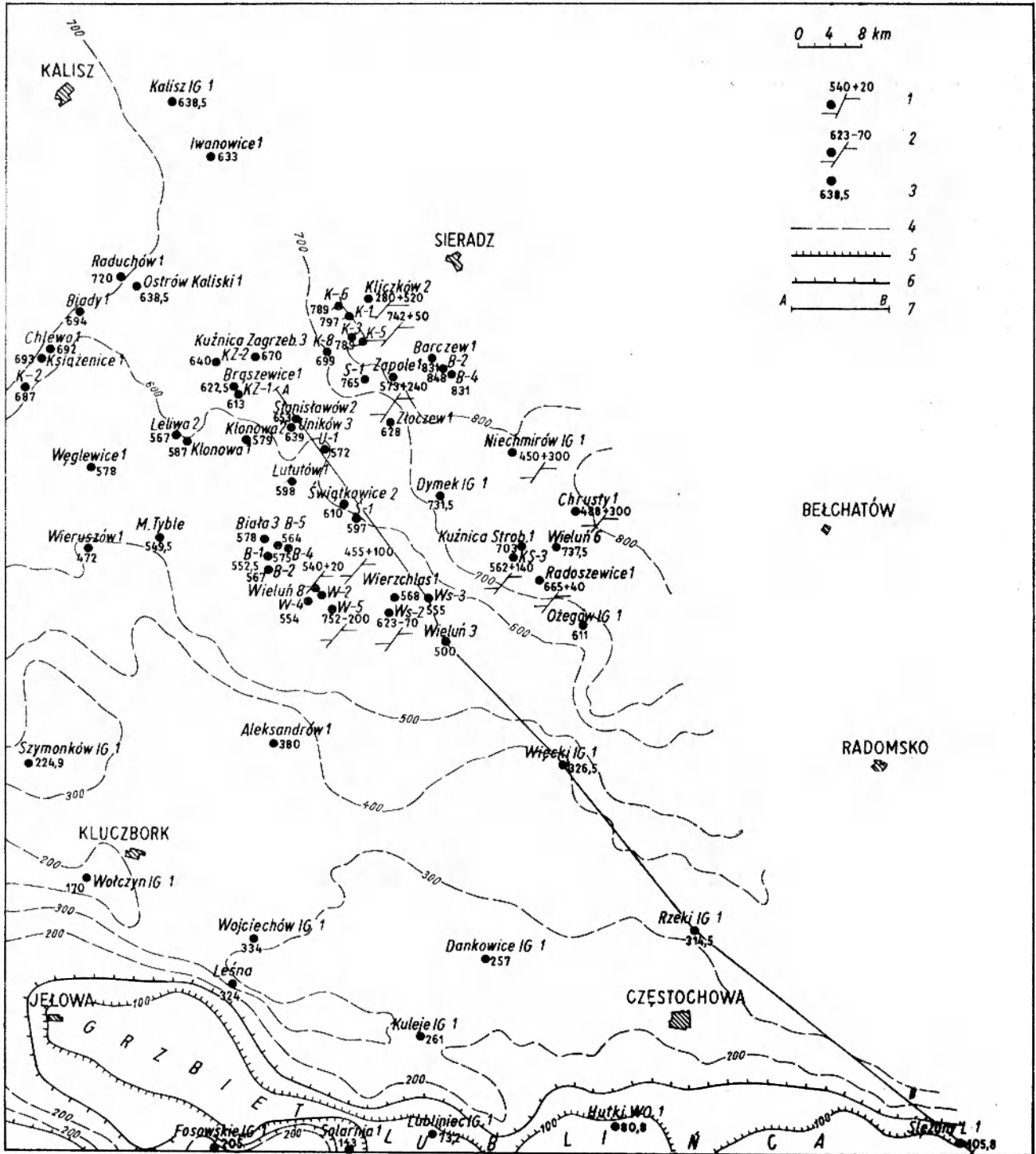


Fig. 11. Mapa miąższości osadów piaskowca pstrego

1 — niepełna miąższość z powodu redukcji tektonicznych (przypuszczalną brakującą miąższość podano z prawej strony znaku +), 2 — nadmierna miąższość z powodu podwojenia tektonicznego (przypuszczalną dodatkową miąższość podano z prawej strony znaku —), 3 — miąższość z otworu wiertniczego, 4 — izopachyty przypuszczalne, 5 — zasięg osadów piaskowca pstrego środkowego, 6 — zasięg piaskowca pstrego dolnego, 7 — linia przekroju

Isopachyte map of the Bunter sediments

1 — thickness incomplete due to tectonic reducing (thickness of the inferred gaps follows the + sign), 2 — excess thickness due to tectonic repetition (thickness of the inferred gaps follows the — sign), 3 — thickness as recorded in the borehole, 4 — assumed isopachytes, 5 — extent of the Middle Bunter sediments, 6 — extent of the Lower Bunter sediments, 7 — cross-section line

początkiem triasu świadczy fakt, że miąższość piaskowca pstrego w ich części kulminacyjnej jest znacznie zredukowana (fig. 10). Ruchy wznoszące zamierają tu podczas piaskowca pstrego dolnego, a więc w strefach wypiętrzonych brak jest zarazem najniższych ogniów tego okresu.

W środkowej części wypiętrzanego obszaru, w rejonie Wojciechowa, Dankowic i Leśnej, zaznaczają się dwie wąskie strefy depresyjne, w których stwierdzono występowanie osadów cyklotemu werra. Prawdopodobnie całkowitemu ich zniszczeniu zapobiegał silniej w tym czasie dźwiganą grzbiet Lublińca oraz znajdujące się na północy wyniesienie Szymonków—Więcki. Podobnie zresztą zostały ochronione przed zniszczeniem osady cechszynu w rejonie Częstochowy, gdyż od zachodu osłaniał je przed erozją blok Więcek, a od południa grzbiet Lublińca.

Najbardziej intensywnie ruchy palatynackiej zaznaczyły się w pasmie grzbietu Lublińca. Wzdłuż północnego jego skraju utworzyła się, przypuszczalnie na starszych założeniach tektonicznych, żywa strefa dyslokacyjna. Na obszarze położonym między Lublińcem i Słężanami, w pasmie podtriasowych wychodni karbonu, dewonu i starszego paleozoiku, jest rozwinięta sieć uskoki podłużnych o kierunku WNW—ESE oraz przecinających je o kierunku SW—NE. Te ostatnie uskoki są w głównej mierze wieku laramijskiego.

Uskoki o kierunku WNW—ESE, biegnące równoległe do wychodni dewonu (fig. 9), odnowiły się w okresie ruchów fazy palatynackiej. Należy sądzić, że ciągną się one dalej w kierunku zachodnim wzdłuż obniżenia depresyjnego Leśnej.

Z analizy geologicznej wynika, że północno-wschodnie obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz grzbiet Lublińca, który jest składowym elementem tektonicznym tego obrzeżenia, wydzwignęły się na przełomie cechszynu i triasu. Pasma kulminacji grzbietu Lublińca było wyniesione przez cały okres piaskowca pstrego dolnego, a w znacznej części również w piaskowcu pstrym środkowym, co znajduje swoje odzwierciedlenie w ogólnym rozkładzie miąższości osadów triasu dolnego (fig. 11). Skały karbonu dolnego, dewonu i starszego paleozoiku, z których jest zbudowany ten grzbiet ulegały procesom denudacji, a przerobiony materiał, wskutek czynników erozji był deponowany w strefie depresyjnej ciągnącej się wzdłuż północnej krawędzi grzbietu. W strefie tej piaskowiec pstry dolny, a lokalnie również środkowy, jest reprezentowany przez kompleks zlepieńcowo-piaskowcowy nie różniący się pod względem wykształcenia litologicznego od typowo diastroficznych utworów czerwonego spągowca. Dopiero po transgresji morza piaskowca pstrego górnego kulminacyjne odcinki grzbietu zostały przykryte osadami tego wieku.

CHARAKTERYSTYKA POKRYWY MEZOZOICZNEJ

ROZMIESZCZENIE UTWORÓW MEZOZOICZNYCH

Utwory mezozoiczne na rozpatrywanym obszarze pokryte są w przeważającej mierze płaszczem osadów kenozoicznych, spod których wylaniają się w obrębie Wyżyny Częstochowsko-Wieluńskiej skały jurajskie, a w strefie Lubliniec—Kluczbork oraz w rejonie Wierzchlasu nieliczne odsłonięcia triasu górnego. Trias dolny i środkowy (fig. 9, 12) obejmuje swoim zasięgiem cały obszar, nie występuje jednak na powierzchni, lecz jest ukryty pod grubą pokrywą triasu górnego, na którym spoczywają młodsze osady.

Podkenozoiczne wychodnie mezozoiku zachowują głównie układ pasmowy o kierunku NW—SE, przy czym najstarsze utwory, reprezentowane przez trias górny, występują w dwu strefach. Pierwsza z nich, ciągnąca się od rejonu Lublińca po Książenicę, jest zbudowana ze skał retyckich oraz lokalnie, w okolicy Wołczyna i najbardziej skrajnej południowo-zachodniej części terenu, ze skał kajprowych. W tym ostatnim przypadku kajper jest przykryty bezpośrednio kredą górną (fig. 13). Na południe od Węglewic wychodnie retyku rozdziela odgałęzienie wychodni pasma osadów jury dolnej, które są tu zachowane w lokalnym obniżeniu o kierunku równoleżnikowym. Druga strefa wychodni skał retyku o przebiegu WNW—ESE zaznacza się w kulminacji zrębu Wielunia. W części wschodniej tego zrębu, w

okolicy Widoradza i Olewina, retyk występuje na powierzchni terenu, natomiast w zachodniej pod przykryciem kenozoiku.

Na północny wschód od linii Książenicę—Lubliniec ciągnie się pasmo wychodni jury dolnej, a dalej w tym samym kierunku pojawiają się następne pasma coraz to młodszych ogniów jury środkowej i górnej. Wyjątek stanowi wspomniany element blokowy Wielunia, w którego zachodniej części, w osłonie retyku występują osady jury dolnej lub nawet bezpośrednio środkowej. W części wschodniej zrębu retyk graniczy od południa i zachodu z jurą górną, od wschodu z jurą środkową, a od północy z jurą dolną.

W zwartej pokrywie utworów jury górnej, w okolicy Ożegowa i na południowy wschód od Niechmirowa, zaznaczają się pod kenozoikiem wychodnie jury środkowej, które są związane z lokalnymi wypiętrzeniami blokowymi. Natomiast w strefie rowu trzeciorzędowego Złoczewa i w okolicy Rząśni (zachodnia część rowu trzeciorzędowego Bełchatowa) stwierdzono występowanie osadów kredy.

STRATYGRAFIA I WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE OSADÓW TRIASU

Trias obszaru kalisko-częstochowskiego był rozpoznany dotychczas za pomocą pojedynczych otworów wiertniczych, opracowanych przez P. Ass-

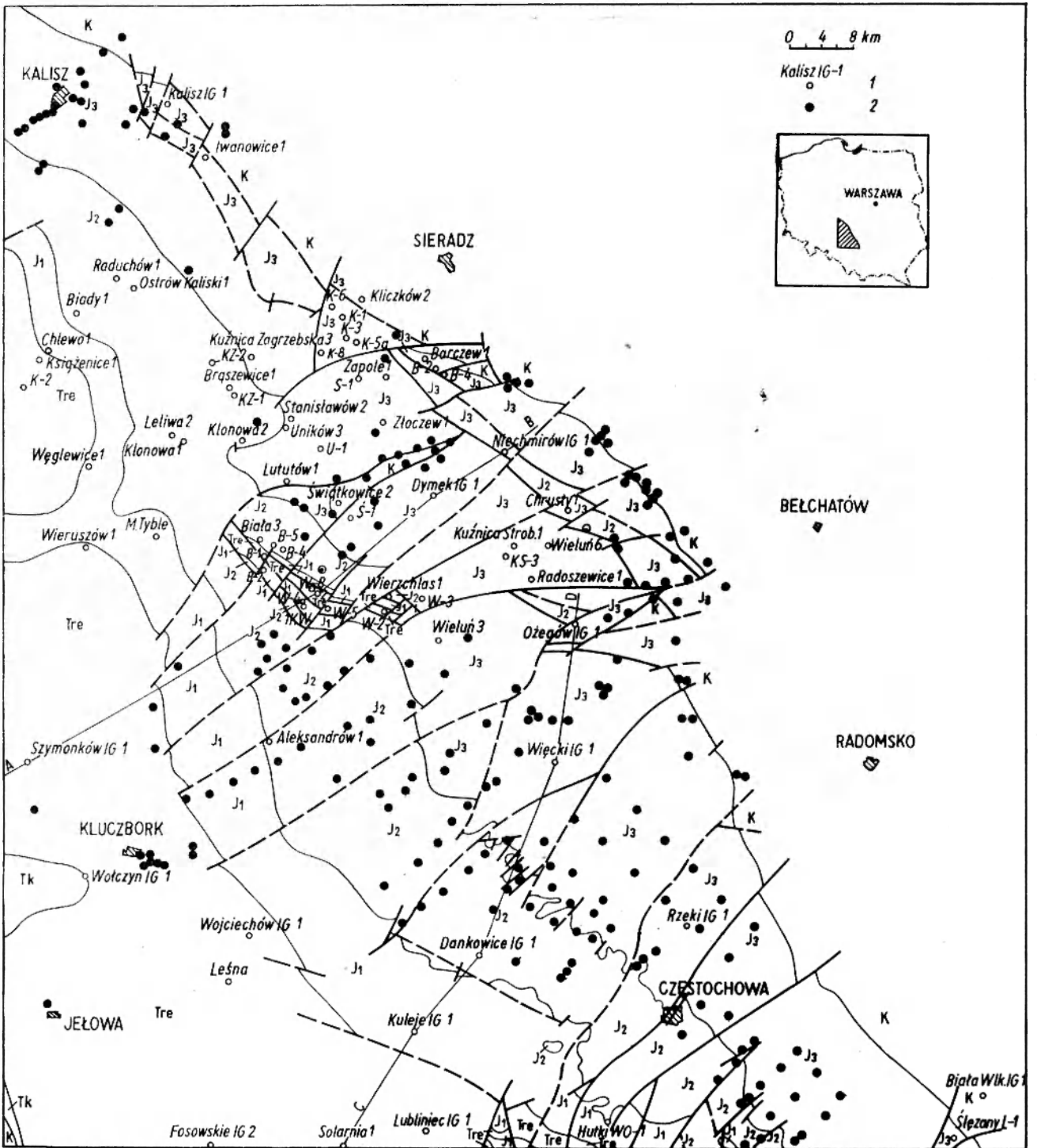


Fig. 13. Mapa geologiczna bez utworów kenozoiku

1 — otwory wiertnicze, w których przewiercono utwory mezozoiku, 2 — otwory wiertnicze nadwiercające w różnym stopniu podłoże kenozoiku; trias górny: Tk — kajper, Tre — retyk, J₁ — jura dolna, J₂ — jura środkowa, J₃ — jura górna, K — kreda. Pozostałe objaśnienia przy figurze 1

Geological map without the Cainozoic sediments

1 — boreholes that pierced the Mesozoic sediments, 2 — boreholes that entered the Cainozoic basement to various depths; Upper Trias; Tk — Keuper, Tre — Rhaetian, J₁ — Lower Jurassic, J₂ — Middle Jurassic, J₃ — Upper Jurassic, K — Cretaceous. Remaining explanations see Figure 1

man (1929), J. Lewińskiego (1928), J. Znoskę (1955), Z. Deczkowskiego i L. Wielgomasa (1963) oraz W. Grodzicką-Szymanko (1967), Z. Deczkowskiego (1967) i J. Wyczółkowskiego (1967). W ostatnich latach przybyło wiele nowych materiałów dotyczących triasu tego obszaru, a dostarczyły ich liczne otwory wiertnicze.

W niniejszej pracy wydzielono w utworach triasu trzy ogniwa: trias dolny, środkowy i górny.

W triasie dolnym omawianego obszaru zaznaczają się wyraźnie trzy kompleksy litostratygraficzne, odpowiadające piaskowcowi pstremu dolnemu, środkowemu i górnemu (fig. 14). Te trzy kompleksy wydzielono głównie na podstawie przesłanek litologicznych. Ich zróżnicowanie odzwierciedlają wyraźnie wyniki badań geofizyki wiertniczej. Należy podkreślić, że dotychczas istnieją jedynie materiały paleontologiczne dokumentujące wiek osadów piaskowca pstręgo górnego, w którego osadach dość często występuje *Costatoria costata* Zenker. Badania palinologiczne prowadzone w ostatnich latach przez T. Marcinkiewicza oraz R. Fuglewicza roją nadzieje na uzyskanie podstaw dla sprecyzowania wieku poszczególnych kompleksów wyróżnionych w piaskowcu pstrym.

W zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej J. Sokołowski (1967) podzielił osady triasu dolnego na 21 kompleksów „litologiczno-karotazowych”. W triasie dolnym obszaru NRD i RFN H. Boigk (1959) oraz P. Puff (1961) wydzielają również więcej ogniw. Na obszarze kalisko-częstochowskim podział triasu dolnego wprowadzony przez A. Sokołowskiego mógłby być zastosowany jedynie w północnej części. W części południowej natomiast nie można stosować tego podziału dla piaskowca pstręgo dolnego i środkowego ze względu na odmienny charakter litologiczny występujących tu osadów. Na całym obszarze można by ewentualnie przyjąć dla tych ogniw podział H. Boigka i P. Puffa z wprowadzeniem pewnych modyfikacji. Jednakże ogólne rozważania nad budową geologiczną tego obszaru nie wymagają bardziej szczegółowego rozpozniowania piaskowca pstręgo dolnego i środkowego.

Dla piaskowca pstręgo górnego, ze względu na jego wykształcenie litologiczne, przyjęto w niniejszej pracy podział stratygraficzny stosowany przez I. Gajewską (1964a, b), H. Senkowiczową (1965) i A. Tokarskiego (1965).

W triasie środkowym zaznaczają się wyraźnie trzy kompleksy litologiczne, które odpowiadają wapieniowi muszlowemu dolnemu, środkowemu i górnemu (fig. 15). Kompleksy te można wyodrębnić w całej monoklinie przedsudeckiej oraz na obszarach przyległych. W ogólnym zarysie nie odbiegają one swoim wykształceniem litologicznym od triasu środkowego z obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W tym ostatnim trias środkowy szczegółowo rozpozniował S. Siedlecki (1952). Na obszarze kalisko-częstochowskim nie można jednak zastosować tak szczegółowego podziału osadów wapienia muszlowego, gdyż były one rdzeniowane tylko fragmentarycznie.

Podział triasu górnego jest oparty głównie na

przesłankach litologicznych i niekiedy udokumentowanych wynikami badań paleontologicznych. W niniejszej pracy dla triasu górnego przyjęto podział na kajper i retyk (fig. 16).

W kajprze wydzielono kajper dolny i górny, wyróżniając w tym ostatnim warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinyowy oraz warstwy gipsowe górne. Granicę między kajprem i retykiem w stropie warstw gipsowych górnych przyjmuje także wielu polskich geologów: M. Jaskowiak, W. Karaszewski (1959); J. Kłapciński (1969); A. Szyperko-Śliwczyńska (1960); R. Dadlez (1962); R. Dadlez, J. Kopik (1963) i Z. Deczkowski (1967).

W retyku wydzielono retyk dolny oraz górny. W retyku dolnym wyróżniono warstwy jarkowskie i zbąszyneckie, w górnym warstwy wielichowskie. Podział retyku oparto na schemacie opracowanym przez R. Dadleza i J. Kopik (1963). Należy zaznaczyć, że pozycja stratygraficzna warstw wielichowskich jest przedmiotem dyskusji. J. Kopik (1966) i T. Orłowska-Zwolińska (1966) uważają, że warstwy te należy zaliczyć do liasu dolnego, natomiast T. Marcinkiewicz (1969) i R. Dadlez (1969) określają ich wiek jako górnoretycki.

Trias dolny

Przedstawiając rozwój sedymentacji osadów triasu dolnego wschodniej części obszaru przedsudeckiego należy zwrócić szczególną uwagę na ukształtowanie i budowę geologiczną ich podłoża. W paleomorfolologii podłoża piaskowca pstręgo, w południowej części omawianego obszaru, zaznacza się wyraźnie grzbiet Lublińca, ciągnący się od Ślęzan na wschodzie do Jełowej na zachodzie (fig. 9). Od strony południowej jest on ograniczony depresją Laskowice Oławskie—Tworóg, którą wypełniają zlepieńcowo-piaskowcowe osady czerwonego spągowca. W okresie ruchów fazy palatynackiej wspomniany grzbiet oraz obszar położony na południe od tego grzbietu ulegał wypiętrzaniu. Podczas piaskowca pstręgo dolnego strefa sedymentacji znajdowała się w pobliżu północnego skłonu pasma wyniesień, które były głównym obszarem alimentacyjnym dla tych osadów. Dźwigające się kompleksy skalne permu, karbonu dolnego, dewonu i starszego paleozoiku były intensywnie erodowane i redeponowane do obniżającego się w tym czasie północnego i zachodniego ich przedpola. Z przerobionych skał powstawały wzdłuż północnego podnóża grzbietu Lublińca osady piaskowcowo-zlepieńcowe piaskowca pstręgo dolnego. W otworze Kuleje IG 1 na utworach karbonu dolnego spoczywa kompleks piaskowców i zlepieńców (głęb. 940,0—876,0 m), miejscami głązowych, złożonych ze słabo na ogół obtoczonych ułamków piaskowców szarogłązowych, mułowców, ilowców oraz mniej licznych okruchów i otoczków skał węglanowych, metamorficznych i pochodzenia wulkanicznego. W zlepieńcach powszechne jest również występowanie okruchów kwarcu o różnym stopniu obtoczenia. Podobne wykształcenie litologiczne piaskowca pstręgo dol-

nego można obserwować w profilu otworu Leśna, przy czym na utworach karbonu dolnego leży tu warstwa iłowców brunatnoczerwonych (głęb. 1034,0—1028,0 m), należących przypuszczalnie do cechsztynu. Wyższą część profilu, do głębokości 912,0 m, stanowi kompleks piaskowców zawierający warstwy i przeławicenia zlepieńców złożonych z różnej wielkości ułamków i otoczków: piaskowców, kwarcu, skał węglanowych oraz porfirów felzytowych. P. Assmann (1929) zaliczył warstwy iłowców brunatnoczerwonych, jak również kompleks piaskowcowo-zlepieńcowy w Leśnej do utworów czerwonego spągowca, zaznaczając jednak, że granica między czerwonym spągowcem i pokrywającym go piaskowcem pstrym środkowym jest nieuchwytna. Należy zaznaczyć, że również S. Bukowy określił wyżej opisane osady w profilu otworu Kuleje IG 1 jako dolno-permskie. Analizując omawiany kompleks skalny w otworach: Kuleje IG 1, Leśna i Wojciechów IG 1 przyjęto, że reprezentuje on piaskowiec pstry dolny, gdyż w profilach otworów Wojciechów IG 1 i Leśna kompleks ten spoczywa na szczątkowych osadach cechsztynu.

Utwory piaskowcowo-zlepieńcowe piaskowca pstrego, swoim wykształceniem litologicznym i składem petrograficznym zbliżone do czerwonego spągowca, stwierdzono w profilu otworu Rzeki IG 1, Słężany L 1 i Biała Wielka IG 1. W profilu otworu Rzeki IG 1 na zerodowanych częściowo osadach cechsztynu (brak górnych ogniów stassfurtu oraz cyklotemów leine i aller) spoczywa dwudziestometrowy kompleks zlepieńcowy złożony z otoczków i ostrokrawędzistych piaskowców szarogłazowych, piaskowców kwarcytowych, wapieni, margli, dolomitów i lidytów. Materiał skalny jest słabo wysegregowany, ułożenie otoczków i ułamków skalnych bezładne, a ich wielkość zmienna, dochodząca do 7 cm średnicy.

W profilach otworów Słężany L 1 (Z. Deczkowski, L. Wielgomas, 1963) oraz Biała Wielka IG 1 (H. Jurkiewicz, mat. arch.) osady zlepieńcowe leżące na dewonie, a przykryte piaskowcem pstrym górnym, zaliczono do permu. W Słężanach warstwy zlepieńcowe reprezentują zapewne piaskowiec pstry środkowy, natomiast w profilu otworu Biała Wielka IG 1 piaskowiec pstry dolny. W tym ostatnim kompleks zlepieńców złożonych ze słabo na ogół obtoczonych ułamków piaskowców, mułowców, iłowców, wapieni krystalicznych, kwarcu oraz zwietrzałych melafirów, miąższości 85 m spoczywa na dewonie. Zlepienie są przykryte pakietem mułowców brunatnowiśniowych i szarozielonkawych miąższości 18 m. H. Jurkiewicz zalicza kompleks zlepieńców do dolnego permu uważając, że wykształceniem litologicznym odpowiada on zlepieńcom myślachowickim. Wykształcenie litologiczne oraz skład petrograficzny zlepieńców nie może stanowić podstawy do określenia ich wieku. Najlepszym tego przykładem są profile otworów Laskowice Oławskie IG 1 i IG 2, w których występują zlepienie czerwonego spągowca zawierające ułamki: gnejsów, łupków kwarcytowych, kwarcytów, kwarcu, skaleni i wapieni,

dolomitów i iłowców. W profilach tych podobny skład mają warstwy zlepieńców piaskowca pstrego dolnego, przy czym te ostatnie oddzielone są od czerwonego spągowca osadami cechsztynu.

Analizując rozwój osadów piaskowca pstrego dolnego w rejonie Słężany—Milianów stwierdzono, że dolny kompleks zlepieńców z profilu otworu Biała Wielka IG 1 należy korelować z piaskowcem pstrym dolnym w otworze Milianów IG 1, którego najniższe warstwy zawierają między innymi ułamki skał wulkanicznych, łupków fyllitowych oraz okrucy skaleni. Innego układu warstw nie można przyjąć, gdyż w profilu otworu Milianów IG 1 bezpośrednio na karbonie dolnym spoczywają węglanowe utwory cyklotemu werra, a młodsze ogniwa cechsztyńskie nie zawierają warstw zlepieńcowych.

Strefa Białej Wielkiej znajduje się u podnóża grzbietu Lublińca i w jej obrębie warstwy piaskowca pstrego dolnego są zbudowane głównie ze zlepienia grubokruczowego o słabo wysortowanym i obtoczonym materiale skalnym, dostarczonym z pobliskich wzgórz wspomnianego grzbietu. Skład zlepieńców był uzależniony od niszczonej w owym czasie skał, przy czym w dolnej części kompleksu występują otoczeki i ułamki skał młodszych, głównie karbonu dolnego oraz przypuszczalnie ponownie redeponowanych utworów czerwonego spągowca, pochodzących z bardziej odległych, południowych części obszaru.

W obrębie grzbietu Lublińca brak jest osadów piaskowca pstrego dolnego (fig. 10 i 17), pojawiają się one jednak w bliskim jego sąsiedztwie, zarówno po stronie północnej, jak i zachodniej. Według S. Aleksandrowicza i S. Siedleckiego (1960) osadów tego wieku nie stwierdza się również w północno-wschodnim obrzeżu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, na obszarze położonym między Krzeszowicami i Siewierzem. Grzbiet Lublińca stanowił więc północną krawędź tego obszaru, wynurzonego w okresie dolnego, a lokalnie i środkowego piaskowca pstrego. W miarę oddalania się od grzbietu Lublińca w kierunku północnym zaznacza się w piaskowcu pstrym dolnym lepsze wysortowanie materiału skalnego oraz większy udział osadów drobnoklastycznych. Zlepienie przechodzą w warstwy zwirowców i piaskowców różnoziarnistych, miejscami zlepieńcowych, w których składzie dominują otoczeki skał krzemionkowych, odznaczające się coraz to lepszym stopniem obtoczenia. Wskazuje to na wielokrotne przetwarzanie materiału skalnego oraz jego redepozycję do dalszych części zbiornika sedymentacyjnego. W bardziej odległych strefach zbiornika (fig. 10), profil piaskowca pstrego dolnego jest reprezentowany głównie przez piaskowiec drobnoziarnisty z warstwami mułowca i iłowca, niekiedy z podrzędnymi wkładkami i soczewkami skał węglanowych. Osady te charakteryzują się pstrym, brunatnoczerwonym zabarwieniem, niekiedy z szarozielonkawymi zaplamieniami i obfitują w bardzo liczne blaszki łyszczyków. Piaskowiec pstry dolny ma zmienną miąższość, od 0 w pasmie grzbietu Lublińca do ponad 100 m w obrębie wyniesień

paleomorfologicznych jego podłoża w strefie Więki—Wołczyn—Szymonków, przy czym w sąsiedztwie tych ostatnich cechuje go ponadto znacznie większy udział materiału gruboklastycznego. Na obszarze leżącym na północ od Wielunia miąższość piaskowca pstrego dolnego wynosi około 300 m (fig. 10 i 14).

Granica między piaskowcem pstrym dolnym i środkowym jest prawie na całym omawianym obszarze dość wyraźna (fig. 14), przy czym wyznacza się ją w spągu kompleksu piaskowców rozpoczynających nieco odmienny cykl sedimentacji. Kompleks ten odpowiada 17 i 16 serii według schematu stratygraficznego J. Sokołowskiego (1967) oraz serii pomorskiej dolnej wyróżnionej przez A. Szyperko-Sliwczyńską (1973). W południowych rejonach istnieje trudność w wyznaczeniu tej granicy, gdyż profil triasu dolnego jest znacznie zredukowany, a piaskowiec pstry dolny i środkowy charakteryzuje się zbliżonym wykształceniem litologicznym.

Piaskowiec pstry środkowy, z wyjątkiem kulminacyjnych stref grzbietu Lublińca, występuje na całym obszarze. Miąższość jego utworów w obrębie wspomnianego grzbietu waha się od 0 do około 50 m. W profilu otworu Słężany L 1 piaskowiec pstry środkowy leży bezpośrednio na dewonie górnym i graniczy w stropie z typowymi osadami retu. Zlepieńce pstrego piaskowca tworzyły się tu w pobliżu linii brzegowej zbiornika sedimentacyjnego, o czym świadczy duży udział otoczków o kształtach dyskoidalnych. Na uwagę zasługuje fakt, że dolna część zlepieńców jest złożona głównie z otoczków wapieni pochodzących z przerobionych osadów dewonu, stanowiących w tym rejonie bezpośrednie podłoża piaskowca pstrego. Górna część natomiast składa się z naprzemianległych warstw piaskowca drobnoziarnistego i zlepieńca piaszczystego, w którym dominują toczyńce szarobrazowego łupku ilastego oraz otoczki kwarcu. Piaskowiec zawiera na ogół znaczną domieszkę łyszczyków oraz wykazuje poziome uławicenie. Należy zaznaczyć, że w całym kompleksie zlepieńców stwierdza się obecność nielicznych ułamków i otoczków zwietrzałych skał pochodzenia wulkanicznego, których wielkość dochodzi do 5 cm średnicy. Granicę między retem a piaskowcem pstrym środkowym w profilu otworu Słężany L 1 trzeba traktować jako umowną, gdyż nie można wykluczyć, że górna część omawianych osadów odpowiada dolnym ogniwom retu.

W miarę oddalania się od grzbietu Lublińca w kierunku północnym i północno-zachodnim (fig. 10 i 14) warstwy zlepieńców zanikają, a pojawiają się osady o drobniejszym materiale detrytycznym. Na obszarze położonym między grzbietem Lublińca a rejonem wielunińskim omawiane osady są reprezentowane przez piaskowiec drobno- i średnioziarnisty, miejscami z soczewkami piaskowca gruboziarnistego zawierającego rozproszone większe ziarna kwarcu. Wśród piaskowca występują warstwy i przeławicenia iłowca oraz mułowca czerwono-brunatnego z zielonawoszarymi plamami.

W górnych odcinkach profilu zaznacza się coraz większy udział iłowców szarych i szaroliwkowych, z nieregularnymi przerostami piaskowca jasnoszarego, często mierzwiwego. W iłowcach napotyka się zazwyczaj bardzo liczne esterie, pojedyncze szczątki zwęglonej flory i łuski ryb. W strefie tej miąższość piaskowca pstrego środkowego nie przekracza na ogół 100 m. Dalej w kierunku północnym (strefa leżąca między Wieluniem a Barczewem) zaznacza się stopniowy wzrost miąższości piaskowca pstrego środkowego do ponad 250 m. W strefie tej wśród osadów piaskowcowych pojawiają się warstwy skał węglanowych, a w górnych odcinkach profilu dominują osady ilaste. Występujące tu warstwy węglanowe, które odpowiadają 15 serii według schematu stratygraficznego J. Sokołowskiego (1967) oraz górnej serii pomorskiej według A. Szyperko-Sliwczyńskiej (1973), charakteryzują się dużą zmiennością wykształcenia litologicznego. Lokalnie są one reprezentowane przez wapień lub dolomit oolitowy, który lateralnie przechodzi w wapień piaszczysty, lub nawet w piaskowiec kwarcowy z oolitami węglanowymi. W warstwach tych spotyka się dość często małże z rodzaju *Gervillea*. Najwyższy odcinek profilu stanowi kompleks szarego i oliwkowoszarego iłowca z podrzędnymi wkładkami i przerostami piaskowca drobnoziarnistego oraz mułowców, przy czym osady te zawierają zazwyczaj szczątki zwęglonej flory i esterie.

Piaskowiec pstry górny na całym omawianym obszarze nie wykazuje zasadniczych zmian w wykształceniu litologicznym osadów, a jego miąższość waha się od 80 m w strefie grzbietu Lublińca do około 150 m w północnych rejonach, położonych między Wieluniem i Barczewem (fig. 14).

Najniższa część piaskowca pstrego górnego jest wykształcona jako osady klastyczne. W południowej części omawianego obszaru miąższość tych osadów nie przekracza kilkunastu metrów i charakteryzują się one większym udziałem warstw piaskowcowych. W strefie północnej poziom ten osiąga około 40 m miąższości i jest zbudowany w dolnej części głównie z piaskowca, natomiast w wyższych częściach profilu z iłowca z przewartwieniami mułowca i piaskowca brunatnowiśniowego, szarozielonawego i szarego. Miejscami pojawia się iłowiec dolomityczny, przechodzący nawet w dolomit ilasty, z cienkimi przewartwieniami piaskowca białokremowego, poprzestawianego iłowcem szarozielonkawym. Osady te zawierają szczątki ryb i zwęglonej flory oraz dość liczne małże; między innymi w profilu otworu Wierzchlas 1 stwierdzono występowanie *Costatoria costata* Zenker. Wykształceniem litologicznym poziom ten nie odbiega od profilów warstw detrytycznych retu zachodniej części obszaru przedsudeckiego, w związku z czym można go korelować z kompleksem 12 i 11 według podziału stratygraficznego A. Tokarskiego (1965) i J. Sokołowskiego (1967).

Wyżej leżące osady siarczanowo-węglanowe piaskowca pstrego górnego daje się z łatwością

podzielić według schematu H. Senkowiczowej (1965) na warstwy gipsowe I (odpowiadające w schemacie J. Sokołowskiego kompleksom 10, 9, 8, warstwy międzygipsowe (według J. Sokołowskiego kompleksy 7, 6, 5), warstwy gipsowe II (według J. Sokołowskiego kompleksy 4, 3) i warstwy z Wilczkowic (według A. Tokarskiego i J. Sokołowskiego kompleksy 2 i 1).

Warstwy gipsowe I stanowią głównie kompleks skał siarczanowych, którego miąższość waha się od kilkunastu metrów w części południowej do około 35 m w części północnej obszaru. Miejscami wśród kompleksu utworów siarczanowych mogą się pojawiać przewarstwienia dolomitu i wapienia marglistego z przerostami iłowca szarego, przy czym dotyczy to głównie rejonów południowych.

Warstwy międzygipsowe są wykształcone jako dolomit beżowy i szarobeżowy, wapień dolomityczny szary, niekiedy z przerostami wapienia i dolomitu oolitowego oraz wapienia i marglu szarego z laminami i cienkimi przerostami iłowca szarozielonkawego; dość częste są również gniazda i nieregularne przerosty anhydrytu. Skały węglanowe obfitują na ogół w liczne szczątki fauny, głównie małżów. Lokalnie pojawiają się w warstwach międzygipsowych przewarstwienia iłowca ciemnoszarego o odcieniu zielonkawym, poprzerastanego piaskowcem drobnoziarnistym, z licznymi łyszczykami, niekiedy ze śladami żerowisk robaków. Miąższość omawianych warstw wynosi od kilkunastu do około 30 m. Według podziału H. Senkowiczowej (1965) warstwy międzygipsowe kończą cykl osadów retu dolnego.

Warstwy gipsowe II reprezentują dolne ogniwo retu górnego, na które składa się około dwudziestometrowy kompleks skał siarczanowych z licznymi przewarstwieniami i przeławieniami dolomitu, wapienia, marglu oraz wapienia i marglu piaszczystego szarego i szarooliwkowego, niekiedy z wkładkami iłowca i mułowca szarego. W skałach węglanowych napotyka się detrytus fauny.

Najwyższą część profilu piaskowca pstrego górnego stanowią osady odpowiadające warstwom z Wilczkowic. Miąższość ich w południowej części obszaru określa się na kilkanaście metrów, natomiast w północnej na 40 do około 60 m. Są to dolomity ciemnobieżowe, ilaste ze smugami iłowca szarego oraz wapienie margliste i margle szare z przeławieniami iłowca dolomitycznego ciemnoszarego, niekiedy z małżami. W części północnej obszaru górny odcinek warstw z Wilczkowic stanowi głównie wapień gruboławicowy, szary, miejscami z wyraźnymi śladami rozmyć, z przerostami iłowca ciemnoszarego i dolomitu szarobeżowego oraz gniazdami i cienkimi przewarstwieniami anhydrytu.

Trias środkowy

Jak już uprzednio wspomniano, w triasie środkowym obszarze kalisko-częstochowskiego zaznaczają się trzy kompleksy skalne, które odpowiadają dolnemu, środkowemu i górnemu wapieniu-

wi muszlowemu. Utwory triasu środkowego najczęściej były przewiercane bezrdzeniowo, niekiedy z częściowym rdzeniowaniem i stąd brak jest danych dla szczegółowej ich charakterystyki, a wydzielanie poszczególnych kompleksów musi się opierać na wynikach pomiarów geofizycznych. W zapisach geofizycznych wyraźnie wyodrębniają się trzy kompleksy odpowiadające dolnemu, środkowemu i górnemu wapieniowi muszlowemu. W obrębie każdego z nich można wydzielić mniejsze kompleksy o nieco odmiennym charakterze litologicznym.

W wapieniu muszlowym dolnym można wydzielić trzy takie kompleksy. Najniższy z nich jest wykształcony w postaci osadów wapienno-marglistych osiągających miejscami do 40 m miąższości. Osady te odpowiadają wydzielanym przez H. Senkowiczową (1970) warstwom marglistym. Są one zbudowane z marglu szarego i ciemnoszarego z przewarstwieniami i wkładkami wapienia szarego i szarobeżowego, zazwyczaj marglistego. Miejscami pojawiają się przerosty wapienia i marglu dolomitycznego oraz zlepów organodetrytycznych złożonych głównie z małżów i licznych członów liliowców. Występująca w warstwach marglistych fauna to między innymi: *Myophoria vulgaris* Schlotheim, *M. laevigata* Alberti, *Gervilleia mytiloides* Schlotheim, *G. elegans* Assmann, *G. goldfussi* Strombeck, *Hoernesia socialis* (Schlotheim), *Mytilus eduliformis* (Schlotheim), *Cypricardia escheri* Giebel.

Nad warstwami marglistymi leży kompleks skalny liczący od 45 do około 70 m miąższości, który odpowiada utworom wapienia falistego. W dolnej części jest to wapień ciemnoszary, szary i szarobeżowy z wkładkami marglu o takim samym zabarwieniu. Osady te zawierają nieliczne i na ogół źle zachowane małże. W strefie południowej omawianego obszaru pojawiają się miejscami warstwy wapienia klastycznego, zazwyczaj dość silnie marglistego z przewarstwieniami wapienia organodetrytycznego zawierającego dużą ilość członów liliowców. Wyżej leży wapień ciemnoszary z wkładkami wapienia marglistego, często klastycznego z nieregularnymi, falistymi przewarstwieniami i laminami marglu i iłowca ciemnoszarego. Wśród wapienia falistego występują miejscami wkładki wapienia silnie marglistego, przepełnionego szczątkami fauny.

Najwyższa część wapienia muszlowego dolnego jest wykształcona w postaci wapienia piankowego, którego miąższość waha się od 45 do 80 m. Omawiany kompleks jest zbudowany z wapienia szarego i beżowego, silnie związłego, leżącego na przemian z wapieniem oolitowym i organodetrytycznym. Odcinkami skały są silnie porowate, przy czym kształt i wielkość porów wskazuje, że wylugowaniu uległy oolity. Miejscami pojawiają się wkładki wapienia falistego ze smugami ciemnoszarego iłowca. Osady wapienia piankowego zawierają bardzo liczną, lecz na ogół źle zachowaną faunę, w której zespole występują między innymi: *Myophoria vulgaris* Schlotheim, *M. laevigata* (Alberti), *Avicula tenuilineata* Assmann, *Gervilleia*

mytiloides Schlotheim, *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim), *Mytilus eduliformis* Schlotheim, *Pleuromya fassaensis* Wissmann. Dość powszechnie są również szczątki liliowców, tworzące miejscami główną masę skalną. W południowej strefie obszaru kompleks wapienia piankowego, ze względu na pełniejszy stopień rdzeniowania otworów, rozpoznawała szczegółowo W. Grodzicka-Szymanko (1973). Autorka przyjęła podział stosowany przez S. Siedleckiego (1952) dla północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

Utwory wapienia muszlowego środkowego mają miąższość od 30 do około 60 m, są wykształcone jako dolomity szare i jasnożółte z wkładkami skał siarczanowych, wapieni marglistych i iłowca ciemnoszarego, przy czym te ostatnie zawierają łuski ryb oraz drobne ułamki kości gadów. Osady wapienia muszlowego środkowego o takim rozwoju litologicznym stwierdza się głównie w północnej i środkowej części obszaru kalisko-częstochowskiego. W kierunku południowym następuje stopniowa zmiana ich wykształcenia. W otworach Wojciechów IG 1, Dankowice IG 1 i Rzeki IG 1 w profilu wapienia muszlowego środkowego występują głównie dolomity beżowe z wkładkami i gniazdami anhydrytu i gipsu, przy czym w profilu otworu Dankowice IG 1 udział skał siarczanowych jest znikomy. Dolomit miejscami wykazuje znaczną porowatość, a niekiedy staje się nawet jamisty. Miejscami pojawiają się dolomity oolitowe ze szczątkami słabo zachowanych mięczaków. W strefie skrajnie południowej omawianego obszaru wapień muszlowy środkowy jest wykształcony w facji typowej dla północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (P. Assmann, 1944; S. Siedlecki, 1952).

Wapień muszlowy górny wykazuje wyraźną dwudzielność. Dolna jego część, sięgająca do 20 m miąższości, jest zbudowana zazwyczaj z wapienia szarego i jasnoszarego ze smugami iłowca i cienkimi przewarstwieniami marglu szarooliwkowego. W warstwach tych stwierdza się lokalnie występowanie glaukonitu (I. Gajewska, 1971). Dość często obserwuje się przerosty wapienia marglistego gruzłowatego ze śladami rozmyć oraz przerosty wapienia detrytycznego szarego i jasnoszarego zawierającego dość liczne szczątki liliowców. Na ogół fauna jest obfita, zwykle słabo zachowana i reprezentowana głównie przez małże nie mające znaczenia stratygraficznego.

Górna część osadów wapienia muszlowego górnego ma miąższość od 10 do 25 m. Jest wykształcona jako wapień i margle szare, niekiedy dolomityczne, z przewarstwieniami czarnoszarego łupku ilastego zawierającego detrytus zwęglonej flory oraz łuski i zęby ryb. Miejscami zaznaczają się cienkie wkładki mułowca i marglu piaszczystego, a w części przystopowej przeławicenia muszlowca zbudowanego głównie ze skorupiek ramienionogów. W osadach tych spotyka się przewodnie ceratyty. Ze względu na ich występowanie opisane utwory są określane nazwą warstw ceratytowych (H. Weber, 1955; I. Gajewska, 1964b, 1971; H. Senkiewiczowa, 1969).

Trias górny

Utwory triasu górnego zdecydowanie różnią się wykształceniem litologicznym od utworów triasu środkowego, a tym samym wyznaczenie granicy między tymi piętrami nie następuje większych trudności. Osady triasu górnego rdzeniowano w przeważającej mierze fragmentarycznie, jednak na podstawie analizy pomiarów geofizyki otworowej można wyróżnić wśród nich poszczególne kompleksy litologiczne, które odpowiadają wydzielonym ogniom stratygraficznym (fig. 16).

Najniższa część triasu górnego — kajper dolny jest zbudowana z warstw iłowca, mułowca i piaskowca z podrzędnymi wkładkami wapienia, dolomitu oraz marglu dolomitycznego. W dolnym odcinku profilu utwory są ciemnoszare, miejscami zawierają dość dużą ilość łyszczyków i ziarn glaukonitu, liczny detrytus zwęglonej flory oraz szczątki fauny, głównie małżów. W wyższych odcinkach profilu pojawia się iłowiec nieco dolomityczny, pstry, fioletowoszary z żółtobrunatnymi i oliwkowymi plamami, niekiedy z wkładkami dolomitu lub piaskowca drobnoziarnistego brunatno-fioletowego i beżowego. Na iłowcu tym spoczywają zazwyczaj warstwy piaskowca drobnoziarnistego oraz mułowca szarego i brunatnowiśniowego, które są przeławiczone w górnych partiach piaskowcem żelazistym, bulastym.

Występujący nad opisanymi osadami tak zwany poziom dolomitu granicznego zaliczano jeszcze niedawno do dolnego kajpru. Na poziom ten składają się warstwy dolomitu szarobeżowego niekiedy oolitowego, lateralnie przechodzącego w iłowce z przewarstwieniami dolomitu, a nawet w iłowce dolomityczne.

W stosowanych dotychczas schematach stratygraficznych granicę między kajprem dolnym i górnym wyznaczono w stropie poziomu dolomitu granicznego. Badania palinologiczne wykonane przez T. Orłowską-Zwolińską (1971, 1972) wskazują jednak, że występujący w osadach poziomu dolomitu granicznego zespół sporowo-pyłkowy jest typowy dla kajpru górnego. Opierając się na wynikach badań palinologicznych można określić granicę między kajprem dolnym i górnym, niezależnie od wykształcenia litologicznego poziomu dolomitu granicznego.

W północnej części obszaru kalisko-częstochowskiego miąższość osadów kajpru dolnego wynosi około 65 m, natomiast w strefie południowej waha się od 45 do 20 m.

Do najniższego ognia kajpru górnego — warstw gipsowych dolnych zaliczono osady poziomu dolomitu granicznego oraz nadległy kompleks zbudowany z iłowców i skał węglanowo-siarczanowych. W przeważającej mierze jest to iłowiec szary i szarooliwkowy, dolomityczny z gniazdami i przewarstwieniami gipsu, anhydrytu oraz warstwami dolomitu i wapienia dolomitycznego szarobeżowego. W południowej części obszaru pojawiają się miejscami pakiety iłowca gruzłowatego i przeławiczenia zlepieńca złożonego z szarych i szarobrunatnawych okruchów dolomitu, wapie-

nia dolomitycznego i marglu. Materiał okrucowy jest słabo wysortowany i w nieznacznym stopniu obtoczony, a wielkość ułamków skalnych nie przekracza 1,5 cm. Zaznaczają się tu również warstwy dolomitu i marglu dolomitycznego, gruzłowatego, niekiedy z wyraźnymi śladami rozmyć.

W północnej części obszaru miąższość warstw gipsowych dolnych waha się od 50 do 100 m, natomiast w strefie południowej od 40 do 60 m, przy czym w rejonie południowo-wschodnim (otwory Rzeki IG 1, Biała Wielka IG 1 i Ślężany L 1) zaznacza się lokalnie brak osadów warstw gipsowych dolnych.

Następne ogniwo górnego kajpru to utwory piaskowca trzciniowego, których dolną granicę wyznaczają zazwyczaj osady piaskowcowe lub rzadziej piaskowcowo-ilaste; dość łatwo uchwytne w pomiarach geofizyki wiertniczej (fig. 16).

W południowej strefie obszaru osady piaskowca trzciniowego wykazują dość znaczne zróżnicowanie wykształcenia litologicznego. Fakt ten jest zrozumiały, gdyż z badań wykonanych przez I. Gajewską (1973) wynika, że są to utwory powstałe w warunkach sedymentacji deltowej. W okresie piaskowca trzciniowego zarówno konfiguracja dna, jak i linia brzegowa zbiornika były zmienne. O zmienności tej świadczy lokalny brak osadów warstw gipsowych, które uległy przypuszczalnie zniszczeniu wskutek wydzwignięcia pewnych rejonów oraz okresowego i lokalnego rozwoju erozji rzecznej. W południowo-wschodniej części obszaru w otworach Rzeki IG 1, Biała Wielka IG 1 i Ślężany L 1 stwierdzono występowanie kajpru dolnego pod przykryciem piaskowca trzciniowego. W otworze Rzeki IG 1, położonym około 40 km na północny zachód od wspomnianych otworów, a więc w znacznie większym oddaleniu od linii brzegowej zbiornika, osady piaskowca trzciniowego spoczywają bezpośrednio na kajprze dolnym. Biorąc pod uwagę układ piaskowca trzciniowego w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego stwierdzono, że leży on na różnych wiekowie ogniwach triasu środkowego, kajpru dolnego lub warstwach gipsowych dolnych. Obszar ten w okresie piaskowca trzciniowego charakteryzował się bardziej zróżnicowaną morfologią i odbywały się tu zarówno procesy denudacji, jak i sedymentacji.

W strefie sąsiadującej z obrzeżeniem Górnośląskiego Zagłębia Węglowego osady piaskowca trzciniowego pod względem wykształcenia litologicznego są bardziej zróżnicowane niż w części środkowej i północnej obszaru kalisko-częstochowskiego. Na profil ich składają się piaskowce szare, w dolnej części arkozowe, w górnej zazwyczaj ilaste. Mogą je również reprezentować utwory piaskowcowo-mułowcowo-ilaste lub mułowcowo-ilaste, z podrzędnym udziałem piaskowcowych. Na pozostałym obszarze występują w przeważającej mierze piaskowce drobno- i różnoziarniste szare, jasnoszare oraz szarozielonkawe z pakietami mułowca i ilowca o takim samym zabarwieniu. Lokalnie udział skał ilastych jest

znaczny, lecz przewagę stanowią na ogół osady piaskowcowo-mułowcowe. Górna część piaskowca trzciniowego jest zwykle zbudowana z pstrych utworów ilasto-mułowcowych z przewarstwieniami piaskowca oraz wkładkami wapienia marglistego i dolomitycznego, jak również zlepieńca złożonego z okruców skał węglanowych. Miejscami skały są gruzłowate. Ogólnie osady mają zabarwienie wiśniowobrunatne, żółtobrunatne i szarozielonkawe.

W osadach piaskowca trzciniowego stwierdzono miejscami liczne szczątki zwęglonej flory, łuski i zęby ryb, a niekiedy małże i małżoraczki. Badania palinologiczne wykonane w ostatnich latach przez T. Orłowską-Zwolińską (1971, 1972) wykazały obecność bogatego zespołu sporowo-pyłkowego, charakterystycznego dla piaskowca trzciniowego. Ponadto T. Marcinkiewicz znalazła megaspore *Narkisporites harrisi* (Reinhardt et Fricke) Kozur, którą dotychczas spotykano tylko w utworach piaskowca trzciniowego.

W skrajnie południowej strefie obszaru miąższość piaskowca trzciniowego nie przekracza 35 m, natomiast w części środkowej i północnej wyraża się wartością 40 do 80 m. Należy zaznaczyć, że w rejonie Kliczkowa, Barczewa, Stanisławowa, Niechmirowa i Dymka na północy oraz grzbietu Lublińca i w okolicy otworu Rzeki IG 1 na południu, brak jest najwyższych warstw piaskowca trzciniowego.

Najmłodsze ogniwo górnego kajpru — warstwy gipsowe górne są wykształcone jako ilowce wiśniowobrunatne, fioletowobrązowe i brązowe miejscami z szarozielonkawymi plamami. Wśród ilowca występują przewarstwienia, gniazda i naskorupienia gipsu, anhydrytu oraz pakiety ilowcowo-mułowcowe z podrzędnymi warstwami piaskowca drobnoziarnistego.

Wyznaczenie zarówno dolnej, jak i górnej granicy warstw gipsowych górnych, na obszarze kalisko-częstochowskim przysparza wiele trudności. Należy zwrócić uwagę, że pod koniec okresu sedymentacji piaskowca trzciniowego zaznacza się zmiana klimatu, który stał się bardziej suchy i gorący, co spowodowało stopniowy zanik dopływu wód rzecznych. Znajduje to swoje odzwierciedlenie w zmianie charakteru osadów, w których dominują ilowce i mułowce o pstrych zabarwieniu. Prawie identyczne wykształcenie litologiczne ma dolna część warstw gipsowych górnych, a tym samym granica między omawianymi ogniwami jest zazwyczaj trudna do ustalenia. Umownie wspomnianą granicę wyznacza się w stopnie warstw wykazujących znaczniejszy stopień piaszczystości, przy czym niekiedy w najwyższej części piaskowca trzciniowego stwierdza się miejscami obecność konkretów żelazistych oraz szczątki flory. Przy wyznaczaniu tej granicy brane są więc pod uwagę przesłanki litologiczne, gdyż osady te nie zawierają sporomorf, a stwierdzone oogonie charofitów i brakiczne małżoraczki z rodzaju *Darwinula*, między innymi *Darwinula liassica* Brodie, nie mają znaczenia stratygraficznego.

Górną granicę warstw gipsowych górnych wyznacza się w stropie monotonnego kompleksu łożców pstrych, zawierających przewarstwienia, gniazda lub naskorupienia gipsu i anhydrytu. Granicę tę można określić tylko w północnej i zachodniej części obszaru.

W strefie południowo-wschodniej (profile otworów: Dankowice IG 1, Kuleje IG 1, Lubliniec IG 1, Hutki WO 1, Rzeki IG 1 i Ślężany L 1), kompleks skalny leżący nad piaskowcem trzcinowym swoim wykształceniem litologicznym jest zbliżony do utworów retyku. Są to pstry łożce z wkładkami węglanowymi oraz nielicznymi skupieniami gipsu i anhydrytu. Te ostatnie nie wyodrębniają się jednak w wykresach pomiarów geofizycznych, a próbki rdzenia, które pobrano fragmentarycznie, nie pozwalają na pełne odzwierciedlenie wykształcenia litologicznego profilu. Z ogólnego rozpoznania geologicznego wynika, że osady warstw gipsowych górnych mogły ulec w omawianej strefie erozji retyckiej. Trzeba zwrócić uwagę, że w przylegającym od południa pasmie obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, brak jest warstw gipsowych górnych, a utwory retyku spoczywają bezpośrednio na piaskowcu trzcinowym lub na utworach starszych.

W okolicach Kliczkowa, Barczewa, Stanisława, Niechmirowa i Dymka notujemy brak osadów warstw gipsowych górnych, a także najwyższej części piaskowca trzcinowego. Lokalny brak warstw gipsowych górnych stwierdzono też na zachód od linii otworów Książenice—Raduchów (rejon Antonina).

Osady warstw gipsowych górnych charakteryzuje duża zmienność miąższości. Maksymalną miąższość (około 200 m) osiągają one w osiowych częściach stref depresyjnych. W kierunku rejonów wyniesionych, których kulminacje są pozabawione osadów warstw gipsowych górnych, miąższość ich stopniowo się zmniejsza.

Najstarsze ogniwo retyku stanowią warstwy jarkowskie. Na obszarze kalisko-częstochowskim dolna ich część jest wykształcona jako łożce brązowe i szarozielonkawe, miejscami z pakietami piaskowca drobnoziarnistego, o falistym i przekątnym warstwowaniu. Granica między piaskowcem i łożcem jest zazwyczaj bardzo wyraźna, lecz niekiedy piaskowiec przechodzi stopniowo w szary lub brązowy mułowiec, a ten z kolei w łożec. Pozostała część warstw jarkowskich jest zbudowana z łożca wiśniowobrunatnego z szarozielonkawymi plamami. Wśród łożca obserwuje się miejscami drobne okruchy skał węglanowych oraz przerosty zlepieńca złożonego ze słabo obtoczonych okruchów skał węglanowych z domieszką porwaków łożca i mułowca wapnisteo. łożec jest na ogół smugowany piaskowcem drobnoziarnistym i zawiera nieliczne, cienkie wkładki marglu szarobrunatnego. W kierunku południowo-wschodnim zaznacza się wśród łożców większy udział przewarstwień zlepieńca, w którym wielkość otoczków i okruchów wzrasta do około 3 cm.

Osady warstw jarkowskich zawierają dość liczne szczątki zwęglonej flory, przy czym badania palinologiczne wykazały obecność mikroflory charakterystycznej dla przełomu kajpru i retyku. W utworach tych występują również oogonie charofitów, małżoraczki, zęby ryb i bliżej nieoznaczalne otwornice, lecz zespół ten nie ma znaczenia stratygraficznego.

Największą miąższość osadów warstw jarkowskich stwierdzono w rejonie Aleksandrów—Małe Tyble—Wieluń oraz w pasmie biegnącym na wschód od linii otworów Książenice—Raduchów (około 120 m). Na obszarze położonym na północ od Wielunia, aż po strefę Kliczków—Barczew miąższość ich nie przekracza 70 m, przy czym lokalnie stwierdzono brak warstw jarkowskich. Stopniowa redukcja miąższości osadów warstw jarkowskich zaznacza się również w kierunku południowym i południowo-wschodnim od rejonu Aleksandrów—Małe Tyble—Wieluń.

Następne ogniwo retyku — warstwy zbąszyneckie, w strefach najpełniejszego rozwoju, są reprezentowane w najniższej części przez łożec mułowcowy, wapnisty, wiśniowobrunatny i szarowiśniowy, miejscami z szarozielonkawymi plamami. Wśród łożca występuje zmienna ilość przewarstwień zlepieńca zbudowanego z otoczków i słabo obtoczonych okruchów: wapienia, dolomitu, marglu i łożca marglistego o wielkości od 0.1 do 3 cm. Na łożcu leżą dwa pakiety piaskowcowe rozdzielone warstwą łożca z przerostami piaskowca i zlepieńca węglanowego z domieszką ziarn kwarcu; przystropowa część łożca dzielącego, szarowiśniowego i oliwkowoszarego wykazuje dość znaczną wapnistość i zawiera małżoraczki. Dolny pakiet piaskowcowy jest zbudowany z piaskowców drobno- i średnioziarnistych, białoszarych z przerostami łożców szarooliwkowych i wiśniowych. Miejscami zaznaczają się przeławicenia piaskowców gruboziarnistych z porwakami łożca jasnoszarego i ziarnami kwarcu o średnicy 0,5 cm. W pakiecie tym występują również warstwy piaskowca o wyraźnym skośnym warstwowaniu. Górny pakiet piaskowcowy jest reprezentowany głównie przez piaskowiec drobno- i średnioziarnisty przechodzący miejscami w mułowiec piaszczysty. Poza tym zdarzają się przeławicenia piaskowców zlepieńcowych z tocząciami i porwakami białej glinki oraz znaczną domieszką otoczków kwarcu o średnicy do 2 cm. W piaskowcu pojawiają się również warstwy łożca wiśniowobrunatnego, wapnisteo, z szarozielonkawymi plamami, niekiedy z wyraźnie zaznaczoną teksturą łupkową. Miąższość dolnej części warstw zbąszyneckich dochodzi do 130 m.

Na pozostałą, liczącą około 150 m, część profilu warstw zbąszyneckich składają się leżące na przemian warstwy łożca, mułowca i piaskowca różnoziarnistego. Na ogół przejście łożca w mułowiec, czy też mułowca w piaskowiec jest stopniowe i tylko miejscami, gdzie osady piaskowcowo-mułowcowe wykazują skośne warstwowanie, granice są bardziej kontrastowe. W dolnym

i środkowym odcinku profilu stwierdza się dość powszechne występowanie zlepieńca węglanowego, natomiast w górnym odcinku zlepieniec węglanowy pojawia się sporadycznie. Omawiane utwory mają pstre barwy, w przeważającej mierze wiśniowoczerwone i popielate z szarozielonkawymi plamami.

Osady warstw zbąszyneckich zawierają dość liczne szczątki zwęglonej flory. Badania palinologiczne wykazały (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972), że występujące w warstwach jarkowskich i zbąszyneckich ziarna pyłkowe: *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala et Goczan oraz *Carollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala et Goczan nie obejmują swoim zasięgiem warstw wielichowskich. Zespół mikrofauny zawiera głównie małżoraczki i bliżej nieoznaczalne otwornice, przy czym napotykaną tu małżoraczkę *Notocythera media prima* (Williamson) wskazuje na dolnoretycki wiek utworów.

Pomimo istniejących przesłanek paleontologicznych, wyznaczenie granicy między warstwami gipsowymi górnymi i jarkowskimi, jak również jarkowskimi i zbąszyneckimi sprawia wiele trudności. Trzeba zaznaczyć, że omawiane warstwy charakteryzują się bardzo zmiennym wykształceniem litologicznym, tak w układzie wertykalnym, jak i lateralnym. W przypadku gdy brak jest profilów otworów o pełnym rdzeniu, wspomniane granice wyznaczone są umownie. Dotyczy to głównie granicy między warstwami jarkowskimi i zbąszyneckimi, gdyż warstwy te są podobnie wykształcone litologicznie.

Największą miąższość warstw zbąszyneckich, wynoszącą około 280 m, stwierdzono w rejonie Aleksandrów—Małe Tyble—Wieluń. Stopniowa ich redukcja zaznacza się w kierunku północnym, gdzie lokalnie (otwory Stanisławów 2 i Brąszewice 1) brak jest osadów warstw zbąszyneckich podobnie jak i jarkowskich. W kierunku zachodnim (rejon Książenice—Raduchów) oraz południowym (strefa grzbietu Lublińca) miąższość ich ulega zmniejszeniu do 150—100 m.

Do górnego retyku są zaliczane osady warstw wielichowskich, które leżą przekraczając w stosunku do warstw jarkowskich i zbąszyneckich. Granica między warstwami zbąszyneckimi i wielichowskimi, ze względu na odmienne wykształcenie litologiczne tych ostatnich, zaznacza się bardzo wyraźnie, co pozwala na wyznaczenie jej na podstawie pomiarów geofizycznych (fig. 16).

W najniższej części warstw wielichowskich występuje zazwyczaj piaskowiec drobn- i średnioziarnisty jasnoszary, zawierający w spoiwie znaczną domieszkę białej glinki. Ponad piaskowcem leży pakiet iłowca jasnoszarego, niekiedy mulastego z licznymi syderytowymi sferolitami. W górnej części pakietu pojawia się miejscami iłowiec plamisty, brunatnowiśniowy, często gruzłowaty ze skupieniami żelazistych sferolitów. Pozostała część profilu jest zbudowana z iłowca mulastego z przewarstwieniami piaskowca drobn- i średnioziarnistego, białoszarego, w którego

spoiwie występuje duża ilość białej glinki. Zarówno w iłowcu, jak i piaskowcu pojawiają się wkładki z bardzo licznymi syderytowymi sferolitami, a miejscami z żelazistymi pseudooolitami. Osady są jasnoszare i szare, a w górnym odcinku wiśniowobrunatne i fioletowobrunatne, z szarozielonkawymi plamami. W północnej strefie omawianego obszaru zmiany litologiczne w utworach warstw wielichowskich są nieznaczne i przejawiają się głównie stopniem różnicowania piaszczystości osadu. W strefie południowej natomiast udział wkładek ze sferolitami jest znacznie mniejszy, przy czym miejscami sferolity całkowicie zanikają, a lokalnie mogą się pojawiać nieregularne przewarstwienia syderytu z dużą ilością pyłu kaolinowego.

Miąższość warstw wielichowskich waha się od kilkunastu do około 50 m. Należy jeszcze zaznaczyć, że w północno-zachodniej części monokliny przedsudeckiej osady o podobnym wykształceniu litologicznym występują również w dolnej jurze (R. Dadlez i J. Kopik, 1963; R. Dadlez, 1969). Osady te, określane jako warstwy mechowskie, zawierają jednak zespół sporowo-pyłkowy odmienny od stwierdzonego w warstwach wielichowskich.

ROLA RUCHÓW EOKIMERYJSKICH

Ruchy eokimeryjskie na obszarze kalisko-częstochowskim zaznaczyły się już z końcem triasu środkowego, lecz główne ich nasilenie przypadało na przełom kajpru i retyku. Objawiły się one również i w innych regionach Polski (W. Scupin, 1910; W. Petraschek, 1918, 1919; J. Samsonowicz, 1929; J. Znosko, 1955; Z. Kozydra, 1962; J. Sokołowski, 1967 i mat. arch.; W. Pożaryski, 1970).

W sąsiadującym z obszarem kalisko-częstochowskim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego ruchy te zaznaczyły się głównie tektoniką blokową. We wspomnianym obrzeżeniu osady retyku leżą na różnych wiekowo ogniwach kajpru, triasu środkowego, a niekiedy nawet na dewonie. J. Znosko (1955) wyraża pogląd, że mogły tu istnieć rejony, które zarówno w kajprze, jak i w retyku stanowiły obszar lądowy ulegający silnym procesom denudacji. Biorąc pod uwagę rozwój osadów triasu środkowego i górnego można stwierdzić, iż w wielu rejonach istnieje przerwa sedymentacyjna przypadająca na kajper dolny lub na najstarsze jego ogniwa. W rejonach tych występują natomiast osady warstw gipsowych dolnych i piaskowca trzecinowego pod przykryciem retyku. W sąsiednich, niekiedy niezbyt odległych strefach, osady retyku spoczywają bezpośrednio na różnych wiekowo utworach triasu środkowego. Na obszarze obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego nie określono dotychczas dokładniej układu retyku w stosunku do triasu środkowego i kajpru, gdyż w analizowanych profilach między nimi i retykiem nie stwierdzono wyraźnej dyskordancji kątowej. Do-

kładniejsze określenie etapów wypiętrzania się omawianego obszaru utrudnia fakt, że obecnie śledzimy łączne skutki procesów erozji rozwijającej się lokalnie na przełomie triasu środkowego i górnego, jak również w kajprze górnym, retyku i jurze dolnej. Można przyjąć, że pierwotnie osadami retyku górnego był pokryty cały obszar obrzeżenia, a dopiero w jurze dolnej pokrywa ta została częściowo zniszczona i to głównie wskutek działalności erozji rzecznej.

W opracowaniach F. Rutkowskiego (1923), K. Bojkowskiego (mat. arch.), S. Śliwińskiego (mat. arch.) i J. Znoski (1955) podano wiele przykładów mogących przemawiać za istnieniem dyskordancji kątowej między kajprzem a retykiem oraz retykiem i jurą dolną, lecz dyskordancja ta nie została w pełni udokumentowana. Na obszarze obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego niektóre rejony były wypiętrzane od końcowego okresu warstw gipsowych górnych po retyk górny. Wyniesienie antyklinalne Ogrodzieniec—Woźniki, które według F. Rutkowskiego (1923) ukształtowało się przed jurą środkową a według J. Znoski (1955) przed liasem dolnym, najprawdopodobniej rozwinęło się przed retykiem górnym, na starszych, warwyscyjskich założeniach tektonicznych. Najintensywniej była wypiętrzana osiowa część tego wyniesienia, a zachodzące w tym czasie procesy denudacji doprowadziły miejscami do całkowitego zniszczenia utworów kajpru i triasu środkowego, docierając niekiedy do powierzchni osadów dewonu. Na północnym i południowym skłonie omawianego elementu tektonicznego osady retyku spoczywają na różnych wiekowo ogniwach triasu środkowego, natomiast w centralnych strefach pierwotnych obniżen na piaskowcu trzciniowym. W strefach tych rozwój osadów retyku jest pełniejszy; miąższość ich ulega redukcji w kierunku osiowej części wyniesienia przy czym w strefie kulminacji występują przypuszczalnie tylko utwory górnego retyku. Na obszarze położonym na północ od tego wyniesienia, aż po linię otworów: Wojciechów IG 1, Dankowice IG 1, Rzeki IG 1 ruchy fazy eokimeryjskiej są wyrażone niezgodnością stratygraficzną. Z analizy poszczególnych profili otworów wynika, że na obszarze tym uległy zniszczeniu warstwy gipsowe górne, a miejscami również najwyższa część piaskowca trzciniowego. Brak jest natomiast dyskordancji kątowej, gdyż zarówno utwory kajpru, jak i retyku charakteryzują się identycznym kątem upadu warstw. Dalej w kierunku północnym i zachodnim zaznacza się strefa, gdzie między kajprzem i retykiem jest zachowana ciągłość sedimentacji. Jest to przykład zgodnego ułożenia retyku na kajprze, co stwierdził również R. Dadlez (1962) w zachodniej Polsce.

Wspomniana strefa jest ograniczona od północy następnym pasmem wyniesień powstałych w okresie ruchów eokimeryjskich. Znajdują się one w obrębie obszaru zawartego między Stanisławowem, Dymkiem, Barczewem i Kliczkowem. Przebieg tych wyniesień nie został jeszcze dokładnie sprecyzowany, przypuszczalnie są one

ukierunkowane równoleżnikowo. Można sądzić że mamy tu do czynienia z odkształceniem wielkopromiennym, które uległo rozczłonkowaniu na liczne mniejsze elementy blokowe. W kulminacjach elementów wypiętrzonych stwierdzono brak górnych ogniw piaskowca trzciniowego, warstw gipsowych górnych i dużą redukcję miąższości osadów retyku, które miejscami są reprezentowane wyłącznie przez retyk górny. Między pasmem wyniesień i omówionym uprzednio obrzeżeniem Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wytworzyła się w czasie ruchów eokimeryjskich strefa depresyjna, której centralna część przypada na rejon Aleksandrów—Małe Tyble—Wieluń. W tym samym okresie na obszarach wypiętrzonych odbywały się procesy denudacji, a przerobiony materiał skalny był dostarczany do stref depresyjnych, o czym świadczy wykształcenie litologiczne osadów retyku, ich miąższość i rozmieszczenie.

Podobna strefa depresyjna, tylko o kierunku zbliżonym do południkowego zaznacza się na zachód od linii otworów: Wojciechów IG 1, Stanisławów 2 i Kliczków 1. Na odcinku północnym rozdziela ona opisany uprzednio obszar wyniesień eokimeryjskich od pasma wyniesień stwierdzonego w rejonie Ostrzeszów—Antonin.

Biorąc za podstawę dotychczasowe wyniki badań ustalono, że wpływ ruchów eokimeryjskich objawił się w wielu rejonach bardzo wyraźną dyskordancją stratygraficzną. Natomiast brak jest dostatecznej ilości informacji na temat istnienia niezgodności kątowej między retykiem i jego podłożem. Niezgodność ta musi być nieznaczna, gdyż zarówno utwory triasu środkowego, kajpru, retyku, jak i jury charakteryzują się podobnym kątem upadu warstw.

STRATYGRAFIA I WYKSZTAŁCENIE LITOFACJALNE UTWORÓW JURY

Utwory jury obszaru kalisko-częstochowskiego, ze względu na liczne odsłonięcia naturalne i dość regularną sieć otworów pełnordzeniowych, są rozpoznane dość dobrze, tak pod względem stratygraficznym, jak i wykształcenia litofacjalnego.

Podział jury dolnej opiera się głównie na kryteriach litologicznych, a niejednokrotnie jest podbudowany wynikami badań palinologicznych. W obrębie omawianej jednostki stratygraficznej są wydzielane różne warstwy o nazwach regionalnych (J. Znosko, 1955, 1959; Z. Deczkowski, 1962, 1966). Należy zaznaczyć, że zidentyfikowanie tych warstw w profilach otworów wiertniczych nasuwa niekiedy wiele trudności. Dotyczy to głównie północnej części obszaru, gdzie w niektórych otworach stwierdzono anomalną miąższość osadów jury dolnej oraz dużą zmienność ich wykształcenia litologicznego.

Utwory jury środkowej i górnej są rozpoznawane na podstawie fauny, głównie amonitów.

Dla jury środkowej przyjęto podział stratygraficzny opracowany przez S. Z. Różyckiego (1953), w którym są wyróżnione następujące piętra: aalen, bajos, wezul, baton i kelowej. Wymienione piętra dzielą się na dwanaście podpięter i dwadzieścia dwa poziomy amonitowe. Dla piętra wezul, zgodnie z propozycją pierwszego jurajskiego kolokwium w Polsce (J. Kopik, J. Znosko, 1968), zastosowano nazwę kujaw. Zasięg pionowy piętra kujawskiego odpowiada granicom wezulu, a zarazem jest zgodny z granicami wezulu przyjmowanymi uprzednio przez S. Z. Różyckiego (1953) i J. Znoskę (1957).

Granica między utworami bajosu dolnego i górnego przebiega w spągu tak zwanego zielonego piaskowca podstawowego, wyróżnionego przez J. Premika (1934). Piaskowiec ten reprezentuje kujaw dolny, przypuszczalnie tylko poziom *Garantiana garantiana*. W dotychczasowych badaniach nie znaleziono fauny typowej dla poziomu *Strenoceras subfurcatum*, na co zwrócił uwagę S. Z. Różycki (1953).

Granice między jurą środkową i górną przyjęto zgodnie z podziałem S. Z. Różyckiego (1953) w stropie poziomu *Kosmoceras duncani*. Podział jury górnej oparto na schemacie stratygraficznym zestawionym przez L. Malinowską (1965), w którym wydzielany w obrębie oksfordu dywez i newiz jest równoznaczny z oksfordem dolnym, argow z oksfordem środkowym, a raurak i astart z oksfordem górnym. Z młodszych ogniów jury górnej na omawianym obszarze są reprezentowane przypuszczalnie tylko osady kimerydu dolnego, które do chwili obecnej zostały rozpoznane fragmentarycznie.

Jura dolna

W utworach jury dolnej obszaru kalisko-częstochowskiego wyróżniono pięć kompleksów litostratygraficznych. Najstarszy kompleks reprezentujący hettang i synemur dolny jest określane jako warstwy helenowskie (J. Znosko, 1955) lub warstwy kaliskie (Z. Deczkowski, 1962). Charakteryzuje się on odmiennym wykształceniem litologicznym od retyku górnego. Na obszarze położonym na północ od Wielunia dolna część tych warstw jest wykształcona jako piaskowiec różnoziarnisty, jasnoszary, zawierający miejscami domieszkę ziarn kwarcu o średnicy do 5 mm. Wyżej występuje piaskowiec drobnoziarnisty białoszary, z przewarstwieniami mułowca, iłowca i łupku ilastego, szarego i ciemnoszarego. Osady piaskowcowe zawierają w spoiwie dużą ilość białej glinki, która występuje niekiedy w postaci cienkich przerostów. W całym kompleksie skalnym są obecne szczątki zwęglonej, a miejscami spirytyzowanej flory oraz rizoidy. Na podstawie występujących szczątków organicznych można wnioskować, że okresowo osady te powstawały w środowisku o wpływach morskich. W wielu profilach stwierdzono również obecność zespołów sporowo-pyłkowych, przy czym jedynie w otwo-

rze Trąba 1 znaleziono megasporę *Nathorstisporites hopliticus* Jung, którą spotyka się tylko w utworach hettangu i synemuru.

W pasmie skrajnie północnym, biegnącym od Kalisza w kierunku Bełchatowa, wyróżnienie warstw kaliskich jest utrudnione ze względu na znikomy stopień rdzeniowania utworów jury dolnej, brak typowych zespołów sporowo-pyłkowych oraz monotonne wykształcenie litologiczne osadów najniższego kompleksu jury dolnej, który przypuszczalnie reprezentuje hettang i cały synemur. Na podstawie pomiarów geofizycznych nie można wyznaczyć górnej granicy warstw kaliskich, gdyż cały wspomniany kompleks jest zbudowany z osadów piaskowcowo-mułowcowych z pakietami iłowca oraz miejscami ze sporadycznymi, cienkimi wkładkami węgla. Na południe od tego pasma, aż po rejon Wielunia, miąższość utworów hettangu i synemuru nie przekracza na ogół 100 m, z czego na warstwy kaliskie przypada około 30 m. W otworach: Kalisz IG 1, Kliczków 2, Niechmirów IG 1 i Chrusty 1, które są usytuowane w obrębie omawianego pasma, miąższość osadów hettangu i synemuru wynosi od 200 do 409 m. Porównując profil otworu Kliczków 1 z profilem leżącego niespełna 4 km na północ otworu Kliczków 2 można stwierdzić, że na tak niewielkiej przestrzeni miąższość hettangu i synemuru wzrasta o 271 m. Prawdopodobnie w okresie jury dolnej na pograniczu synkliny łódzkiej i monokliny przedsudeckiej istniała strefa labilna, która charakteryzowała się wzmożoną subsydencją i sedymentacją. Dotychczas został określony jej zasięg od strony monokliny, natomiast północno-wschodnia granica strefy nie została bliżej sprecyzowana. W kierunku osiowej części synkliny łódzkiej miąższość osadów hettangu i synemuru wyraźnie maleje (otwór Sieradz 1), a miejscami (otwory Turek i Madaje Stare) brak tych osadów.

Na południe i południowy wschód od Wielunia, aż po rejon Częstochowy, zaznacza się zmiana wykształcenia litologicznego osadów najniższej części jury dolnej. W jej spągu pojawiają się miejscami zlepieńce złożone z otoczków kwarcu i kwarcytu oraz toczeńców łu i glinki o barwie szarozielonkawej, brunatnowiśniowej, różowej i białej. Lateralnie zlepieniec przechodzi w piaskowiec różnoziarnisty, a niekiedy nawet w luźne piaski z porwakami i toczeńcami białej glinki. Lokalnie osady te przechodzą w piaskowce drobnoziarniste lub mułowce z przewarstwieniami białej i białoszarej glinki. Na opisanych wyżej utworach spoczywa łu i mułowiec szarozielonkawowy i wiśniowobrunatny, z przewarstwieniami piaskowca drobno- i różnoziarnistego, niekiedy zlepieńcowego, zawierającego soczewkowe skupienia oraz porwaki białej glinki. W omawianych osadach spotyka się nieliczne i na ogół słabo zachowane szczątki organiczne. W nielicznych profilach otworów znaleziono jednak zespoły sporowo-pyłkowe, które świadczą, że utwory te tworzyły się w okresie przypadającym na hettang—synemur dolny. Osady tego wieku wystę-

pują również na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, o czym świadczy występowanie *Nathorstisporites hopliticus* Jung, *Chasmatosporites major* Nilsson oraz *Ch. rimatus* Nilsson w profilu jury dolnej otworu Mierzęcice 3 B (Z. Górzyński, 1963).

Następny kompleks jury dolnej zaliczony do synemuru górnego jest określany nazwą warstw połomskich (J. Znosko, 1955) lub warstw olewińskich (Z. Deczkowski, 1962). Jest on głównie reprezentowany przez osady piaszczysto-żwirowe, które tworzyły się w środowisku rzeczonym i rozlewiskowym. Obserwowanie lateralnych zmian wykształcenia litologicznego jest bardzo utrudnione, a jednocześnie brak jest pewności, czy osady piaszczysto-żwirowe tworzyły się w tym samym czasie. Należy sądzić, że pakiety piaszczysto-żwirowe przechodzą pobocznie w osady drobno-klastyczne. Na obszarze kalisko-częstochowskim w obrębie omawianego kompleksu zmiany wykształcenia litofacjalnego zaznaczają się z południowego wschodu ku północnemu zachodowi. Przyjmuje się zarazem (J. Znosko, 1955), że w tym właśnie kierunku odbywał się główny spływ systemu rzecznego.

Z początkiem synemuru górnego tereny położone na południe i wschód od omawianego obszaru były wyniesione. Terenem takim była synklina miechowska, o czym świadczy rozmieszczenie osadów piaszkowcowo-żwirowych wzdłuż jej krawędzi tak zachodniej, jak i wschodniej. Również północno-wschodnie obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego było terenem wyniesionym. Na obszarze tym już z początkiem jury dolnej istniały lokalne wyniosłości objęte procesami krasowymi. W zagłębieniach krasowych spotyka się bowiem glinki i ily, które reprezentują najniższe ogniwa jury dolnej. Na obszarze obrzeżenia rozmieszczenie osadów piaszkowcowo-żwirowych jest zmienne, niekiedy spoczywają one na wspomnianych iłach i glinkach, ale znacznie częściej na utworach triasu górnego, a miejscami nawet na triasie środkowym. Jest to związane z działalnością erozji rzecznej (J. Znosko, 1955), która doprowadziła do powstania wielu silnie wciętych dolin. W obrębie tych dolin występują osady gruboklastyczne, powstałe w środowisku wód płynących, wykazujących okresowo dużą zmienność prędkości przepływu. W składzie osadów dominują otoczaki i głaziki: kwarcu, kwarcytu, piaskowca i lidytu; występuje również duża ilość porwaków ładu i glin szarych i białoszarych a lokalnie stwierdza się nieliczne, słabo obtoczone ułamki skał węglanowych. Materiał w zlepieńcach charakteryzuje się słabą segregacją i różnym stopniem obtoczenia, a maksymalna średnica otoczek osiąga 15 cm.

Na obszarze położonym na południe od Częstochowy cały kompleks piaszczysto-żwirowy jest wykształcony głównie w postaci żwirów z nielicznymi przerostami piasku różnoziarnistego. W kierunku północnym zaznacza się coraz większy udział osadów piaszkowcowych, a niekiedy pojawiają się wśród nich cienkie wkładki glin-

ki białoszarej i łowca wiśniowobrunatnego z szarzielonkawymi plamami. W okolicach Częstochowy, wśród osadów piaszkowcowo-żwirowych występują nawet kilkunastometrowe pakiety łowca wiśniowobrunatnego i szarzielonkawego, z przewarstwieniami mułowca i piaskowca różnoziarnistego. Granice między poszczególnymi warstwami są bardzo wyraźne, a w osadach piaszkowcowo-żwirowych zaznacza się powszechnie skośne warstwowanie. Charakter utworów wskazuje, że warunki sedymentacji ulegały radykalnym zmianom, a okresowo dochodziło do niszczenia i redepozycji uprzednio odłożonych osadów.

Na północ od Częstochowy, aż po granicę synkliny łódzkiej, w warstwach olewińskich (połomskich) dominują osady piaszkowcowo-mułowcowe ze zmiennym udziałem żwirów. Te ostatnie wykształceniem litologicznym i składem petrograficznym nie odbiegają od uprzednio opisanych. Z południa ku północy zmniejsza się jedynie wielkość otoczek w warstwach żwirowych lecz miejscami, na przykład w rejonie Wielunia, maksymalna ich średnica wynosi jeszcze około 10 cm. Dalej ku północy, w omawianym kompleksie skalnym występują poza tym pakiety łowca ciemnoszarego z dość licznymi szczątkami zwęglonej flory.

Określenie wieku warstw olewińskich (połomskich) nasuwa wiele trudności, gdyż spotykane w tych osadach szczątki organiczne są na ogół słabo zachowane i nie mają większego znaczenia stratygraficznego. Biorąc pod uwagę fakt, że warstwy olewińskie spoczywają na utworach, w których stwierdzono obecność zespołu sporo-wo-pyłkowego charakterystycznego dla okresu hettang—synemur, a przykryte są osadami pliensbachu, można sądzić że utworzyły się one w synemurze górnym.

W pasmie Kalisz—Bełchatów, gdzie zaznacza się nagły wzrost miąższości osadów hettangu i synemuru, na obecnym etapie badań wyróżnienie warstw olewińskich nie jest możliwe. Na południe od tego pasma, aż po rejon Częstochowy, miąższość utworów warstw olewińskich waha się od 30 do 60 m.

Trzeci z kolei kompleks litologiczny jury dolnej, warstwy wieluńskie, został zaliczony do pliensbachu. Na obszarze kalisko-częstochowskim osady warstw wieluńskich tworzyły się w obrębie rozlewisk i bagnisk podlegających okresowo słabym wpływom wód morskich. Rozwijająca się z początkiem pliensbachu od północnego zachodu ingresja morska spowodowała zmianę warunków sedymentacji. Działalność rzeczna została całkowicie przerwana, a rozszerzające się w kierunku południowo-wschodnim rozlewisko objęło swoim zasięgiem nawet obszar północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W tym też kierunku zanikają wpływy morskie i zmienia się stopniowo wykształcenie litofacjalne osadów.

W północnej części obszaru kalisko-częstochowskiego dolna część warstw wieluńskich jest wykształcona jako piaskowce drobnoziarniste bia-

łoszare, leżące na przemian z łem szarym z licznymi szczątkami zwęglonej flory. Wyżej występuje ił ciemnoszary, miejscami przechodzący w mułowiec, z przewarstwieniami piaskowców drobno- i średnioziarnistych, niekiedy z domieszka ostrokrawędzistych ziarn kwarcu o średnicy do 0,5 cm. Wśród tych osadów napotyka się nieliczne, cienkie wkładki syderytu ilastego, piaskowca syderytycznego i drobne konkretje pirytu. W osadach warstw wieluńskich w otworze 1-KW Wieluń J. Kopik stwierdził otwornice *Ammodiscus* ex gr. *glumaceus* Gerke et Sossina i *Lituotuba* sp.; poza tym M. Rogalska ujawniła obecność następującego zespołu sporowo-pyłkowego: *Cupressacites subgranulatus* Rogalska, *Pollenites macroverrucosus* Thiergart, *Tricolpites troedssonii* Erdtman oraz inne mikroorganizmy: *Hystriospheraeidae* i *Diatomeae*. Wymienione sporomorfy nie mają większego znaczenia stratygraficznego, gdyż charakteryzują się szerokim zasięgiem występowania. Mikroorganizmy i otwornice natomiast wskazują na wpływy morskie. Stwierdzenie to stwarza przesłanki do korelowania warstw wieluńskich z morskimi osadami plienschachu północno-zachodniej Polski. Na osadach z przejawami wpływów morskich występuje miejscami (otwór 1-KW Wieluń) pakiet piaskowca różnoziarnistego, biało- i żółtoszarego, z przewarstwieniami łu jasnoszarego i pstrej glinki, z licznymi szczątkami zwęglonej flory. Na południu (rejon Praszki) utwory te przechodzą w różnoziarniste piaskowce zlepieńcowe zawierające szczątki zwęglonej flory i liczne toczęnce glinki szarej i różowej.

W rejonie Częstochowy oraz w północno-wschodniej części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego odpowiednikiem warstw wieluńskich są wyróżnione przez J. Znoskę (1955) warstwy blanowickie. Osady te powstawały w peryferycznej strefie rozlewiska, o czym świadczy duża zmienność wykształcenia litologicznego i miąższości oraz barwy. Na ogół w dolnej części profilu występuje ił i mułowiec szary, szarozielonkawy i fioletowowiśniowy lub piaskowiec drobno- i średnioziarnisty, niekiedy z przerostami białej glinki i łu szarozielonkawego z rizoidami, a lokalnie z warstwami węgla brunatnego. Wyżej leży ił piaszczysty i łupki ilaste szary i ciemnoszary, z licznymi szczątkami zwęglonej flory, kanalikami po robakach i rizoidami. Zaznaczają się tu również przewarstwienia piaskowca od drobno- do gruboziarnistego, a miejscami pojawiają się cienkie wkładki i konkretje syderytu ilastego.

W osadach tych występują megaspory: *Thomsonia phyllica* (Murray) Potonié, *Maexisporites planatus* Marcinkiewicz, *Echitriteles spicatus* Marcinkiewicz, *Horstisporites areolatus* (Harris) Potonié. Ponieważ megaspory te nie dają jednoznacznych wskazówek stratygraficznych, wiek warstw wieluńskich określono pośrednio przyjmując, że powstały one w plienschachu, w okresie jury dolnej o najwyraźniej zaznaczonej na obszarze Polski ingresji morskiej.

Na obszarze kalisko-częstochowskim osady warstw wieluńskich mają od 25 do 50 m miąż-

szości, jedynie w pasmie Kalisz—Bełchatów osiągnęły lokalnie około 100 m.

Czwarty kompleks litologiczny jury dolnej, określane nazwą warstw łysieckich dolnych (J. Znosko, 1955), reprezentuje toars dolny. Najniższa część kompleksu jest zbudowana z łu łupkowego szarego, szarozielonkawego i oliwkowego, ze smugami oraz cienkimi przewarstwieniami piaskowca drobnoziarnistego i mułowca zawierającego w spoiwie domieszkę białej glinki. W osadach tych zaznacza się duża ilość łyszczyków, szczątków zwęglonej flory, a miejscami występują cienkie przewarstwienia piaskowca, mułowca i łowca z rizoidami. Wyżej leży ił i łupki ilasto-piaszczysty jasnoszary, miejscami szarozielonkawy lub seledynowy z wkładkami i konkretjami żółtoszarego syderytu ilastego. W wielu profilach pojawiają się przewarstwienia mułowca białoszarego o wyraźnym, skośnym warstwowaniu, a niekiedy zlepieńca śródformacyjnego, zbudowanego ze słabo obtoczonych ułamków syderytu ilastego tkwiących w jasnoszarym ile przepełnionym szczątkami zwęglonej flory.

Omawiane osady charakteryzują się nieznaczną zmiennością wykształcenia litofacjalnego. W pasmie Kalisz—Bełchatów, gdzie stwierdzono dość nagły wzrost miąższości warstw łysieckich dolnych, udział skał piaskowcowo-mułowcowych jest większy. Na południe i południowy wschód od rejonu wieluńskiego zwiększa się stopień piaszczystości osadów i lokalnie (okolice Praszki) dominują utwory piaskowcowo-mułowcowe.

Osady warstw łysieckich dolnych tworzyły się w zbiorniku o wodach wysłodzonych, na co wskazuje uboga fauna reprezentowana wyłącznie przez esterie. Warstwy łysieckie dolne obfitują w szczątki zwęglonej flory, przy czym badania palinologiczne wykazały obecność zespołu megasporowego z dużą frekwencją *Thomsonia phyllica* (Murray) Potonié oraz *Erlansonisporites tegimentus* Marcinkiewicz, które pojawiają się masowo dopiero w toarsie dolnym.

Piąty kompleks litologiczny jury dolnej, określane nazwą warstw łysieckich górnych (J. Znosko, 1955), reprezentuje toars górny. Utwory tego kompleksu nie zawierają fauny, a mega- i mikrospory są nieliczne i źle zachowane. Wiek warstw łysieckich górnych określono na podstawie następstwa stratygraficznego. Występują one nad utworami toarsu dolnego, a przykryte są morskimi osadami jury środkowej. Największe zmiany miąższości oraz zróżnicowanie wykształcenia litofacjalnego warstw łysieckich górnych stwierdzono w pasmie Kalisz—Bełchatów. Maksymalną ich miąższość (151 m) zanotowano w profilu otworu Niechmirów IG 1. W profilu tym cały kompleks jest reprezentowany przez leżące na przemian piaskowce, mułowce i łowce. Kontrolne próbki rdzeniowe wskazują, że występują tu głównie piaskowce drobnoziarniste jasnoszare z przewarstwieniami mułowca oraz łowca i łupku ilastego szarego, miejscami o odcieniu oliwkowym. Wśród tych osadów zdominują wkładki piaskowca syderytycznego, syderytu ilastego oraz przewarstwienie

nia węgla i ilitu czarnoszarego, węglistego. W profilach sąsiednich otworów wykształcenie litologiczne kompleksu jest podobne, lecz brak w nim przewarstwień węgla i ilitu węglistego. Należy zaznaczyć, że w otworze Niechmirów IG 1 miąższość warstw łysieckich górnych jest anomalna, gdyż w otworach Chrusty 1, Kliczków 2 i Kalisz IG 1 określa się ją na około 100 m.

Na całym obszarze kalisko-częstochowskim (poza wymienionym pasmem Kalisz—Bełchatów) osady warstw łysieckich górnych liczą od 30 do 50 m miąższości. Reprezentowane są przez piaskowce drobno- i średnioziarniste jasnoszare, z podrzędnymi przewarstwieniami mułowca, ilitu i łupku ilasto-piaszczystego. W osadach tych występują powszechnie łyszczyki i szczątki zwęglonej flory. Lokalnie pojawiają się wkładki piaskowca gruboziarnistego z domieszką drobnego żwiru kwarcowego i drobnorozproszoną białą gliną. W rejonie Częstochowy i na południe od niej piaskowce zawierają liczne, soczewkowe skupienia ilitu białoszarego i pstrej glinki.

Jura środkowa

Najstarsze utwory jury środkowej obszaru kalisko-częstochowskiego reprezentuje kompleks piaskowcowy nazwany warstwami kościeliskimi, którego wiek określa się jako aalen—bajos dolny. W kompleksie tym spotyka się miejscami dość liczną, lecz na ogół słabo zachowaną faunę. Amonity aaleńskie *Tmetoceras*? (znaleziony w okolicy Łyśca) oraz *Ludwigia murchisonae* (Sowerby), *Graphoceras* sp., *Variamusium pumilum* (Lamarck) są wymienione przez S. Z. Różyckiego (1953) oraz K. Dayczak-Calikowską i J. Kopikę (1973). Fauna ta datuje początek transgresji morskiej jury środkowej na obszarze kalisko-częstochowskim. Charakterystykę rozwoju tej transgresji przedstawił w swojej pracy J. Znosko (1959a).

W piaskowcach kościeliskich amonity bajosu dolnego napotyka się zarówno w północnej, jak i południowej części obszaru kalisko-częstochowskiego. W rejonie Rudnik koło Zawiercia została znaleziona *Sonninia sowerbyi* (Miller) Sowerby, przewodnia dla dolnej części bajosu dolnego. Znaleziony w rejonie Przystajni *Otoites* sp. wskazuje, że w kompleksie warstw kościeliskich są zawarte również osady środkowej części bajosu dolnego. Najniższe ogniwa górnej części bajosu dolnego z *Witchellia deltafalcata* (Quenstedt) stwierdzono w Kuklowie, a najwyższe ze *Stephanoceras humphriesianum* (Sowerby) i *Toeloceras blagdeni* (Sowerby) w Czarnym Lesie, Jastrzębiu koło Woźniak, na Cybatej Górze koło Przystajni, Klepiskach, Konopiskach i w otworze Wręczyca 202 (S. Z. Różycki, 1953; J. Znosko, 1954a; J. Kopik, 1967). Poza tym amonity bajosu znaleziono w osadach warstw kościeliskich w profilu otworu Ciecierzyn 8/XIV i Kliczków 2.

Na obszarze kalisko-częstochowskim dolny odcinek warstw kościeliskich jest zbudowany z pias-

kwoców drobno- i średnioziarnistych, jasnoszarych o odcieniu brunatnym, zawierających w spoiwie znaczną ilość białej glinki kaolinowej. Miejscami pojawiają się wśród piaskowców przewarstwienia ilitów lub łupków ilastych ciemnoszarych z muskowitem, szczątkami zwęglonej flory oraz konkrekcjami piryty i syderytu ilastego, żółtoszarego. Pozostałą część warstw kościeliskich stanowią z reguły kruche piaskowce średnio- i gruboziarniste o ziarnach ostrokrawędzistych, miejscami z domieszką drobnego żwiru kwarcowego i pyłu kaolinowego. Dość powszechnie występują wkładki piaskowca syderytycznego oraz podrzędnie syderytu ilasto-piaszczystego, a lokalnie piaskowca szamozytowego, na ogół z liczną fauną. W strefie wychodni osady warstw kościeliskich są reprezentowane przez piaskowce różnoziarniste, rdzawobrunatne i żółtoszare o spoiwie getytowym, z przewarstwieniami piaskowca kruchego i pakietami luźnego piasku. Maksymalną miąższość od 79,0 do 131,0 m) osady aalenu i bajosu dolnego osiągają w rejonie Kalisz—Chrusty, a na pozostałym obszarze mają od 30,0 do 65,0 m.

Granica między utworami bajosu dolnego i kujawu przebiega w spągu tak zwanego zielonego piaskowca podstawowego, który został wyróżniony przez J. Premikę (1934). Piaskowiec ten reprezentuje dolny kujaw, przypuszczalnie tylko poziom *Garantiana garantiana*. Przyjmuje się (S. Z. Różycki, 1953), że brak jest na tym obszarze najniższej części kujawu dolnego. W profilach otworów wiertniczych ustalenie granicy stratygraficznej bajosu z kujawem dolnym oparto głównie na przesłankach litologicznych, gdyż przewodnia fauna jest spotykana sporadycznie.

Na obszarze kalisko-częstochowskim osady kujawu dolnego są wykształcone w facji ilasto-piaskowcowej. W dolnej części są one reprezentowane przez piaskowiec drobno- i średnioziarnisty, miejscami z drobnym żwirem kwarcowym. Piaskowiec ten przechodzi ku górze profilu w ilit piaszczysty szarozielonkowy z konkrekcjami ilasto-syderytycznymi, otoczkami i nieregularnymi przerostami syderytu ilastego, pojedynczymi ziarnami kwarcu oraz skupieniami białej glinki kaolinowej. ilit i syderyt ilasty zawierają dość liczną faunę, między innymi amonity z rodzaju *Garantiana* i są wypełnione zazwyczaj oolitami białoszarymi i szarozielonkowymi. W północnej części obszaru (rejon Wielunia) wśród ilitu szarozielonego pojawiają się wkładki syderytu piaszczystego lub piaskowca szamozytowego.

Na pograniczu kujawu dolnego i środkowego stwierdzono prawie na całym obszarze występowanie jednej, a sporadycznie nawet kilku warstw syderytu ilastego, których sumaryczna miąższość wynosi niekiedy kilkadziesiąt centymetrów. Szczegółową charakterystykę syderytów ilastych przedstawił w swojej pracy R. Osika (1954). Należy zaznaczyć, że lokalnie warstwy syderytu ilastego pojawiają się dopiero w spągu kujawu środkowego (B. Rehbinder, 1913). W przypadku braku przewodnich amonitów wyznaczenie granicy między dolnym i środkowym kujawem sprawia duże

trudności. Dotyczy to głównie ustalenia granicy w profilach otworów wiertniczych, gdzie nie można osiągnąć większej precyzji. Na ogół więc w profilach otworów granicę między kujawem dolnym i środkowym wyznacza się w stropie pokładu syderytu ilastego. Miąższość osadów kujawu dolnego wynosi około 5 m, przy czym w okolicy Kalisza (J. Znosko, 1959b) przypuszczalnie nie są one reprezentowane.

Leżący wyżej ciemnoszary ił i łupek ilasty zawierający liczne ślady spirytyzowanej flory i fauny, między innymi amonity, należy już do kujawu środkowego i reprezentuje poziom *Parkinsonia subarietis*. W zespole amonitów stwierdzono występowanie: *Parkinsonia* cf. *subarietis* (Wetzel), *Hlawiceras* (*Subgarantiana*) sp., *Garantiana* sp. i *Parkinsonia* sp.

Z analizy profili otworów wynika, że na obszarze kalisko-częstochowskim osady poziomu *Parkinsonia subarietis* i nadległego poziomu *Parkinsonia parkinsoni* charakteryzują się jednolitym wykształceniem litologicznym i zostały osadzone w jednym cyklu sedimentacyjnym. Cały ten kompleks jest zbudowany z ciemnoszarych iłów i łupków ilastych z podrzędnymi wkładkami syderytu ilastego i sferosyderytów, przy czym od spągu ku górze profilu obserwuje się stopniowy wzrost wapnistości. Kompleks ten wykazuje miejscami słabo wyrażoną dwudzielność. Dolna część, której miąższość określa się na około 20 m, zawiera zazwyczaj domieszkę materiału piaszczystego. Nie można jednak przyjąć, że cała dolna część reprezentuje poziom *Parkinsonia subarietis*, ponieważ przewodnie dla tego poziomu amonity występują tylko w najniższej części iłu i łupku ilastego. Poza tym zaledwie kilka metrów od stropu kujawu dolnego pojawia się fauna przewodnia dla poziomu *Parkinsonia parkinsoni*, którą J. Znosko (1954a, b) znalazł w otworach: 8/50 — *Parkinsonia parkinsoni* (Sowerby) i 3/VIII — *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* (Sowerby).

Miąższość całego kompleksu wynosi 30 do 50 m i nieznacznie wzrasta w kierunku północnym.

Najwyższą część kujawu środkowego, zaliczoną do poziomu *Parkinsonia schloenbachi* (S. Z. Różycki, 1953), tworzą osady piaszkowcowo-ilaste. W profilach otworów wiertniczych dolna granica tego poziomu jest wyznaczana na ogół konwencjonalnie, gdyż stropowa część kompleksu ilastego, jak i nadległe warstwy piaszkowcowe zawierają nieliczne i słabo zachowane amonity. Ustalenie pionowego zasięgu poziomu *Parkinsonia schloenbachi* jest głównie oparte na przesłankach litologicznych.

Na całym obszarze kalisko-częstochowskim osady zaliczane do wspomnianego poziomu są reprezentowane w dolnej części przez ił piaszczysty szary, miejscami o pokroju łupkowym, z licznymi przeławiczeniami piaszkowca drobnoziarnistego, zazwyczaj wapnisteo lub wapnisto-dolomitycznego. W wyższej części występuje naprzemianległe ił piaszczysty, mułowiec i jasnoszary piaszkowiec drobnoziarnisty. Miejscami pojawiają się wkładki mułowca i piaszkowca pseudofukoidowego, spora-

dyczne przewarstwienia syderytu ilastego i ilasto-piaszczystego oraz nieliczne sferosyderyty. Osady zawierają dość liczne szczątki zwęglonej flory i ubogą, na ogół słabo zachowaną faunę. Na innych obszarach Polski utwory poziomu *Parkinsonia schloenbachi* charakteryzują się podobnym wykształceniem litofacjalnym (J. Znosko, 1957, 1959b; K. Dayczak-Calikowska, 1964; J. Daniec, 1970). Miąższość osadów poziomu *Parkinsonia schloenbachi* waha się od 10 do 27 m.

Osady występujące nad kompleksem piaszkowcowo-ilastym zawierają amonity przewodnie dla kujawu górnego. W zespole fauny znajdują się dość liczne fragmenty *Parkinsonia* sp., *P. ferruginea* (Oppel), *P. cf. ferruginea* (Oppel), *P. compressa* (Quenstedt) i *Morphoceras* cf. *polymorphum* (d'Orbigny). Najpełniejszy rozwój osadów kujawu górnego występuje w rejonie Kłobucka, gdzie wykazują one największą miąższość i wyraźną dwudzielność (Z. Deczkowski, 1959). Dolna część, zaliczana do poziomu *Parkinsonia ferruginea* jest zbudowana z ciemnoszarego iłu piaszczysto-marglistego przechodzącego miejscami w mułowiec marglisty z bardzo liczną fauną. Miejscami wśród iłu i mułowca zaznacza się tak duże nagromadzenie fauny, że tworzy ona zlepy muszlowcowe. W osadach tych występuje zmienna ilość warstw i nieregularnych przeławiczeń syderytu marglistego, iłu piaszczysto-syderyticznego i piaszkowca marglisto-syderyticznego, żółto-brunatnego i szarozółtego z licznymi białymi i brunatnymi oolitami. Pośród osadów omawianego poziomu występują również warstwy zlepieńca srodformacyjnego złożonego z otoczków syderytu ilastego, marglu syderyticznego, piaszkowca wapnisteo i dużej ilości ułamków fauny.

Nadległe osady, zaliczane do poziomu *Parkinsonia compressa*, swoim wykształceniem litologicznym różnią się zdecydowanie od opisanych uprzednio. Poziom ten jest zbudowany z iłów piaszczystych jasnoszarych, przepelnionych bardzo licznym, drobnym detrytusem fauny. Zawierają one przewarstwienia mułowca i wkładki piaszkowca drobnoziarnistego, zazwyczaj marglistego lub słabo syderyticznego. Lateralnie iły przechodzą miejscami w mułowiec, a niekiedy nawet w piaszkowiec drobnoziarnisty z przewarstwieniami iłu i mułowca.

Bardziej żywą i znaczną zmiennością charakteryzują się osady kujawu górnego na wschód i południowy wschód od Częstochowy. W strefie obecnych wychodni jury środkowej profil kujawu górnego nie odbiega w ogólnych zarysach od profilu z rejonu Kłobucka. Zmiany zachodzą w kierunku upadu warstw, a wyrażone są głównie dość nagłym wzrostem stopnia piaszczystości osadów. Zmiany te wskazują, że na północny wschód od linii Częstochowa—Zawiercie istniała płytsza strefa zbiornika, natomiast głębsza znajdowała się po stronie południowo-zachodniej. Świadczy o tym również fakt, że na wschód od Częstochowy zaznacza się ogólna redukcja osadów jury środkowej.

W rejonie Kłobucka i Częstochowy miąższość osadów kujawu górnego osiąga 28 m, natomiast

w rejonie Wielunia wynosi około 6 m, a jednocześnie osady tego ogniwa pod względem litologicznym nie wykazują tu dwudzielności.

Utwory batonu dolnego są reprezentowane przez ciemnoszare łupki ilaste, ily piaszczyste, mułowce i podrzędnie piaskowce drobnoziarniste, ze zmienną ilością ławic sferosyderytów ilastych. W rejonie wieluńskim, w najniższej części batonu, występuje ciemnoszary łupek ilasty z licznymi śladami spirytyzowanej flory oraz dużą ilością fauny i jej detrytus. Ku górze profilu łupki ilasty przechodzi stopniowo w ily silnie piaszczyste, szary i ciemnoszary z ławicami sferosyderytów ilastych szarobrunatnych. Trzeba zaznaczyć, że w odróżnieniu od nadległych osadów batonu środkowego fauna występuje w tych utworach bardzo obficie (J. Znosko, 1954a, b).

W kierunku południowo-wschodnim piaszczystość batonu dolnego stopniowo wzrasta. Między Krzepicami i Kłobuckiem podpiętro to jest już reprezentowane przez ciemnoszare, silnie piaszczyste ily, które ku górze profilu przechodzą w mułowce, a miejscami w piaskowce drobnoziarniste. Obserwujemy tu również przewarstwienia mułowca i piaskowca pseudofukoidowego oraz ławice sferosyderytów ilastych.

W okolicach Częstochowy baton dolny jest zbudowany z silnie wapnistych iłowców z bardzo licznym detrytusem fauny. Miejscami w iłowcach pojawiają się cienkie smużki piasku drobnoziarnistego, podrzędnie wkładki mułowca, mułowca syderyticznego, syderytu ilastego i wapienia marglistego. Osady te zawierają dużo fauny, głównie małżów, przy czym masowo występująca *Pseudomonotis echinata* (Sowerby) tworzy miejscami większe skupienia w postaci cienkich ławiczek. W zespole fauny przewodnie amonity pojawiają się sporadycznie, co nie zezwala w wielu przypadkach na dokładne ustalenie górnej granicy batonu dolnego. W profilach otworów wiertniczych granicę między batonem dolnym i środkowym wyznacza się na podstawie przesłanek litologicznych w stropie warstwy wapienia ze śladami skałotoczy. Miąższość batonu dolnego na obszarze kalisko-częstochowskim waha się od 25 do 50 m.

Osady batonu środkowego charakteryzują się prawie na całym obszarze kalisko-częstochowskim dużym udziałem materiału piaszczystego. Między Kaliszem i Wieluniem najniższą część batonu środkowego tworzą szare, drobnoziarniste piaskowce, przechodzące miejscami w mułowce i ily piaszczyste z nielicznymi ławicami brunatnoszarych sferosyderytów ilastych. W wielu profilach w stropie tych osadów widoczna jest warstwa zlepieńca śródformacyjnego, złożonego z otoczków drobnoziarnistego piaskowca i syderytu ilastego, toczników ilastych oraz dużej ilości ułamków fauny. Wyżej leży naprzemianlegle szary piaskowiec drobnoziarnisty z przemazami ciemnoszarego ładu i wkładkami mułowca pseudofukoidowego oraz ily z licznymi smugami i skupieniami jasnoszarego piasku. Miejscami pojawia się drobnoziarnisty piaskowiec, prawie zlewny, często z nieregularnymi przerostami syderytu ilastego i licznym de-

trytusem fauny. Występują tu również ławice sferosyderytów ilastych, zawierających często dość liczne białe oolity.

Na południowy wschód od Wielunia zaznacza się stopniowa redukcja miąższości osadów batonu środkowego. W tym samym kierunku zmniejsza się stopień ich piaszczystości. Między Krzepicami i Kłobuckiem dominują już ciemnoszare, silnie wapniste mułowce i ily piaszczyste. W górnej części pojawiają się warstwy drobnoziarnistego piaskowca, zazwyczaj ilastego, a w samym stropie piaskowca marglisto-syderytycznego. W całym profilu występują również ławice sferosyderytów ilastych, a osady zawierają dużo szczątków fauny, które tworzą miejscami nagromadzenia w postaci cienkich ławic.

W rejonie Częstochowy dominują w batonie środkowym osady ilaste, a materiał piaszczysty odgrywa podrzędną rolę. Najniższą część stanowią zazwyczaj szare iłowce wapniste, w mniejszym stopniu iłowce mulaste i mułowce, miejscami pseudofukoidowe lub mierzwiaste. Przechodzą one w wyższych odcinkach profilu w iłowce szare lub jasnoszare, zazwyczaj łupkowe, z dużą zawartością detrytus. W górnej części pojawia się w iłowcach materiał piaszczysty, przy czym stropowe warstwy są zbudowane z mułowców szarych, wapnistych, niekiedy pseudofukoidowych. W całym kompleksie zaznacza się zmienna ilość ławic sferosyderytów ilastych.

Utwory batonu środkowego są udokumentowane głównie na podstawie amonitów pochodzących z naturalnych odsłoneń (S. Z. Różycki, 1953). W profilach otworów wiertniczych, tylko w otworze Ciecierzyn 8/XIV znaleziono słabo zachowany okaz *Morrisiceras* sp., a w otworze W9 *Morrisiceras morrissi* (Oppel).

Miąższość osadów batonu środkowego wynosi od 16 m w południowej części obszaru do około 65 m w części północnej.

W batonie górnym wyróżnia się trzy poziomy amonitowe. Osady najniższego poziomu *Oecotraustes* (*Paroecotraustes*) *heterocostatus* w północnej części obszaru odróżniają się od batonu środkowego nieco mniejszym stopniem piaszczystości. Głównie są to ily ciemnoszare, piaszczyste, z przewarstwieniami piaskowca drobnoziarnistego, laminowanego zwykle ciemnoszarym ildem. Piaskowce te przechodzą miejscami w piaszczyste mułowce. Występują tu również wkładki mułowca pseudofukoidowego oraz drobnoziarnistego, prawie zlewne piaskowca. W dolnej części profilu pojawiają się także cienkie przewarstwienia szarzielonkowego, drobnoziarnistego piaskowca, miejscami słabo syderyticznego, z nielicznymi, białymi oolitami. Lokalnie napotyka się przewarstwienia zlepieńca śródformacyjnego, złożonego z otoczków jasnoszarego, drobnoziarnistego piaskowca, ładu syderyticznego oraz syderytu ilastego ze śladami działalności skałotoczy i licznymi szczątkami fauny. Wśród osadów omawianego poziomu występują poza tym wkładki i przewarstwienia syderytu piaszczystego i piaskowca syderyticznego, a miejscami drobne sferosyderyty lub kon-

krecje marglisto-syderytyczne zawierające białoszare i szarobrunatne oolity.

Na wschód i południowy wschód od Częstochowy utwory tego poziomu są wykształcone jako szare, na ogół silnie wapniste mułowce, przechodzące miejscami w mułowce mierzwiaste lub pseudofukoidowe, z wkładkami żółtoszarego, zazwyczaj nieco syderytycznego wapienia.

Na ogół w osadach poziomu *Oecotraustes* (*Paroecotraustes*) *heterocostatus* napotyka się bardzo liczne przewodnie amonity, zarówno w profilach otworów wiertniczych (J. Znosko, 1954a, b), jak i w odsłonięciach naturalnych (S. Z. Różycki, 1953). W otworach wiertniczych usytuowanych na wschód i południowy wschód od Częstochowy amonity występują sporadycznie i na ogół nie można ich określić gatunkowo. Na obszarze tym osady batonu górnego charakteryzują się jednolitym wykształceniem litologicznym, co nie zezwala na wydzielenie poszczególnych poziomów. Miąższość osadów poziomu *Oecotraustes* (*Paroecotraustes*) *heterocostatus* waha się od 32 do 38 m.

Osady poziomu *Oecotraustes* (*Paroecotraustes*) *paradoxus* są reprezentowane głównie przez szare i jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, przechodzące miejscami w iły silnie piaszczyste lub mułowce. Piaskowce te odznaczają się zwykle słabą spoiistością i lokalnie przechodzą w luźne piaski. W rejonie Wielunia dość często pojawiają się wśród opisywanych osadów wkładki i przewarstwienia szarozielonkawego piaskowca, mułowca i plastycznego iłu z domieszką glaukonitu. Występują tu również cienkie, na ogół nieregularne, przerosty syderytu ilasto-piaszczystego z brunatnymi oolitami. W rejonie Kłobucka w osadach tego poziomu zaznacza się więcej przewarstwień szarego i szarobrunatnego piaskowca i mułowca marglisto-syderytycznego. Ponadto pojawiają się wkładki wapienia i marglu piaszczystego z licznymi, szarozółtymi i brunatnymi oolitami oraz bardzo liczną fauną i jej detrytusem.

Miąższość osadów poziomu *Oecotraustes* *paradoxus* wynosi od 9 do 16 m.

Osady poziomu *Clydoniceras discus* w rejonie Wielunia są wykształcone jako margle piaszczyste przepelnione drobnymi, brunatnymi oolitami. Ku górze margiel przechodzi w szarozielonkawą piaszczystą wapień organodetrytyczną z licznym glaukonitem. Na wapieniu spoczywa warstwa piaskowca drobnoziarnistego, szarozielonkawego, miejscami ze znacznym nagromadzeniem szczątków fauny, zwłaszcza liliowców. Wśród piaskowca pojawia się niekiedy zlepienie złożony głównie z otoczków marglu piaszczystego z brunatnymi oolitami, szarego gruboziarnistego piaskowca i licznych fragmentów gruboskorupowych małżów. Otoczek i okrucy fauny pokrywa zazwyczaj cienka warstwa iłu glaukonitowego lub getytowego. Najwyższa część poziomu jest zbudowana z szarozielonkawego wapienia krynoidowego oraz marglu i iłu piaszczystego z licznymi oolitami i szczątkami fauny. W kierunku południowym nie stwierdzono wyraźniejszych zmian w wykształceniu tego poziomu. Stopniowej redukcji ulega nato-

miast jego miąższość. W strefie północnej wynosi ona około 6 m, a w środkowej części obszaru nie przekracza 2 m. Na południe i południowy wschód od Częstochowy są one reprezentowane przez około sześćdziesięciocentymetrową warstwę marglu szarobrunatnego z bardzo licznymi brunatnymi oolitami, przeławiczonego marglem oolitowym jasnoszarym o odcieniu zielonkawym z białymi oolitami. W części stropowej margiel przechodzi miejscami w wapień marglisty jasnoszary z oolitami, glaukonitem i dość liczną fauną.

W profilach otworów wiertniczych ustalenie granicy między poziomem *Oecotraustes* (*Paroecotraustes*) *paradoxus*, a poziomem *Clydoniceras discus* sprawia znaczne trudności. W wielu przypadkach górny odcinek poziomu *Oecotraustes* (*Paroecotraustes*) *paradoxus* i dolny odcinek poziomu *Clydoniceras discus* nie wykazują wyraźniejszych różnic wykształcenia litologicznego, a rzadkie występowanie fauny przewodniej uniemożliwia dokładne określenie wspomnianej granicy.

Rozpoznanie utworów kelowej obszaru kalisko-częstochowskiego jest głównie oparte na materiałach geologicznych uzyskanych z odsłonięć naturalnych (J. Premik, 1924, 1934; S. Z. Różycki, 1953). Występująca w tych osadach fauna umożliwia wyróżnienie przewodnich poziomów amonitowych. Pod względem litologicznym osady kelowej różnią się zdecydowanie tak od niżej leżących utworów batonu górnego, jak i nadległych jury górnej.

W rejonie Wielunia kelowej dolny jest reprezentowany głównie przez osady piaskowcowe. Najniższą część kelowej dolnej tworzy zazwyczaj szarozielonkawą, na ogół zlewną, piaskowicę drobnoziarnistą z glaukonitem. Na nim spoczywa wapienisty i wapnisto-dolomityczny piaskowicę drobnoziarnisty białoszary, a miejscami żółtobrunatny. Piaskowicę ten zawiera nieregularne przerosty piaskowca zlewnego i białoszarych krzemieni zanikających stopniowo ku górze. Najwyższą część kelowej dolnej tworzy około półtorametrowa warstwa marglistego piaskowca lub piaszczystego gruzłowatego marglu, szarozielonkawego, szarozółtego i żółtobrunatnego z bardzo liczną, często przekrystalizowaną fauną. W warstwie tej zaznacza się cienkie, nieregularne przerosty iłów szarozielonkawych z glaukonitem. Iły takie pokrywają także odosobnione gruzły marglu i faunę. Warstwy piaskowcowe reprezentują poziom *Macrocephalites typicus*, natomiast margiel gruzłowaty poziom *Sigaloceras calloviense*. W rejonie Wielunia miąższość kelowej dolnej nie przekracza 15 m. W kierunku południowo-wschodnim zaznacza się stopniowa redukcja miąższości osadów, a wraz z nią zmiana wykształcenia litofacjalnego.

W środkowej części obszaru (rejon Kłobucka) miąższość osadów kelowej dolnej osiąga niepełną 8 m. Występuje tu wapień białoszary, miejscami o odcieniu zielonkawym, lokalnie słabo piaszczysty i częściowo skrzemieniały. Ku górze wapień przechodzi w szarozielonkawą i szarozółtawą wapień gruzłowatą z charakterystycznymi palczastymi i falistymi przerostami marglu, przy-

krytymi cienką warstwą szarozielonkawego iłu marglistego. W najwyższej części występuje szarozielonkawcy, na ogół piaszczysty wapień z soczewkowymi skupieniami szarozielonkawego iłu z glaukonitem. Napotyka się tu również przerosty białoszarego marglu i silnie piaszczystego wapienia.

Na południowy wschód od Kłobucka nie występują wyraźniejsze zmiany w wykształceniu litologicznym, natomiast zaznacza się dalsza redukcja osadów keloweju dolnego i w rejonie Częstochowy miąższość ich nie przekracza 4 m. Najniższą część keloweju dolnego tworzy tu szarozielonkawcy wapień piaszczysty z niezbyt licznymi białoszarymi oolitami i cienkimi przewarstwieniami szarozielonkawego marglu. Wyżej spoczywa warstwa szarozółtego gruzłowatego piaszczystego wapienia z nieregularnymi przerostami i skupieniami szarozielonkawego i jasnoszarego marglu przepelnionego glaukonitem. Miejscami zdarzają się w wapieniu skupienia szarooliwkowych oolitów. Najwyższy odcinek jest zbudowany z szarozielonkawego i szarozółtego wapienia piaszczystego z nieregularnie rozmieszczonymi jasnoszarymi krzemieniami i smugowatymi skupieniami glaukonitu.

Na wschód i południowy wschód od Częstochowy osady keloweju dolnego są reprezentowane w części dolnej przez wapień jasnoszary z białymi oolitami i nieregularnie rozproszonym glaukonitem. Na nich leży wapień dolomityczny jasnoszary z odcieniem zielonkawym zawierający rozproszone ziarna glaukonitu i nieliczne kawery po faunie. Ogółem miąższość keloweju nie przekracza w tym rejonie 1,5 m. Wypada zaznaczyć, że w strefie wschodni osady keloweju charakteryzują się zazwyczaj żółtobrunatnym zabarwieniem. Jest to zjawisko wtórne, spowodowane utlenieniem związków żelaza.

Kelowej górny na obszarze kalisko-częstochowskim jest wykształcony w postaci tak zwanej warstwy bulastej, której miąższość nie przekracza 0,3 m. Jest to zlepienie składający się z otoczków marglu piaszczystego szarozółtego, bardzo licznej fauny i jej szczątków oraz kongrecji marglisto-ilastych i wapienno-fosforanowych. Otoczki i kongrecje mają kształt nieregularny, przy czym pokrywa je zazwyczaj cienka powłoczka ciemnoszarego iłu glaukonitowego, który w wielu przypadkach tworzy również naskorupienia na faunie. Miejscami występują tu skupienia szarooliwkowych, żółtoszarych i brunatnych oolitów. Spoiwem jest margiel szarozielonkawcy z licznymi na ogół ziarnami glaukonitu. W omawianej warstwie mamy do czynienia z koncentracją amonitów kilku poziomów, a mianowicie poziomu *Kosmoceras jason*, *Kosmoceras pollux* i *Kosmoceras duncani* (S. Z. Różycki, 1953). Dość często warstwa bulasta obejmuje również najniższą część oksfordu i zawiera faunę poziomu *Quenstedtoceras flexicostatum* (K. Dayczak-Calikowska, 1965). Dotyczy to głównie obszaru, na którym występuje warstwa stromatolitowa wypełniająca nierówność warstwy bulastej.

Należy jeszcze nadmienić, że na wschód i po-

łudniowy wschód od Częstochowy (rejon Olaszyn—Niegowa) nie napotyka się utworów odpowiadających wykształceniem litologicznym warstwie bulastej. Nie wykluczone, że lokalnie brak tu osadów górnego keloweju.

Jura górna

Na obszarze kalisko-częstochowskim w jurze górnej najlepiej są poznane osady oksfordu dolnego — „dywez” i „newiz”. Opracował je szczegółowo S. Z. Różycki (1953) na podstawie materiałów zebranych z licznych odsłoneń znajdujących się między Wieluniem i Częstochową. W okolicach Częstochowy najwyższa część warstwy bulastej jest wykształcona miejscami jako szary margiel ilasty, gruzłowaty z licznymi rostrami belemnitów i amonitami, między innymi z *Quenstedtoceras flexicostatum* Phillips, przewodnim dla najniższego „dywezu”. Wyżej leży ławica stromatolitowa osiągająca maksymalnie grubość do 12 cm. Na ławicy stromatolitowej spoczywają twory górnego „dywezu” oraz „newizu”. Są one zbudowane z naprzemianległych, cienkich warstw jasnoszarego wapienia marglistego i marglu ilastego o takim samym zabarwieniu. W dolnej części zawierają one miejscami nagromadzenia gąbek oraz liczne głownogi i ramienionogi. Wapienie i margle przechodzą ku górze w wapień płytowy z przewarstwieniami jasnoszarego marglu łupkowego. S. Z. Różycki (1953) podaje, że w utworach „dywezu” okolicy częstochowskiego istnieje luka przypadająca na „dywez” środkowy, która zwiększa się w kierunku południowym, obejmując miejscami również „dywez” dolny i najwyższy kelowej. W kierunku północnym i północno-zachodnim profil „dywezu” jest coraz pełniejszy. W okolicy Kłobucka brak jeszcze „dywezu” środkowego, natomiast w rejonie wieluńskim występują wszystkie poziomy „dywezu”, na co wskazują amonity cytowane przez J. Premika (1924). Osady „newizu” znajdują się na całym obszarze kalisko-częstochowskim i reprezentują obydwie wyróżnione w tym podpiętrze poziomy amonitowe: *Cardioceras bukowskii* i *Cardioceras excavatum*.

Miąższość osadów oksfordu dolnego wynosi w rejonie Częstochowy i Kłobucka około 6 m, a w rejonie Wielunia około 15 m.

Oksford środkowy na całym obszarze kalisko-częstochowskim jest wykształcony głównie jako białoszare i białokremowe wapienie płytowe, zazwyczaj subklastyczne, dość często z jasnoszarymi i szarymi krzemieniami. Miejscami wapień ten zawiera przewarstwienia wapienia marglistego, marglu i iłu marglistego z niezbyt licznymi amonitami. Występuje tu również wapień pelityczny, kremowy z nieregularnymi kongrecjami wapienia szarego, niekiedy zsylikowanego. Miejscami pojawia się wapień detrytyczny, przyrafowy z krzemieniami, czertami oraz śladami rozmyć i dość licznymi stylolitami.

W oksfordzie środkowym wyróżnione są na omawianym obszarze poziomy: *Perisphinctes chlo-roolithicus*, *P. wartae* i *P. martelli* przy czym należy zaznaczyć, że poziomy te są w pełni udoku-

mentowane (S. Z. Różycki, 1953) tylko w rejonie częstochowskim.

Na obszarze położonym na północ od Wielunia ustalenie granicy stratygraficznej między oksfordem dolnym i środkowym sprawia duże trudności, gdyż w otworach wiertniczych osady jury górnej są na ogół przewiercane bezrdzeniowo. Pomiar geofizyki wiertniczej nie daje w tym względzie wskazówek, ponieważ cały kompleks skalny jest dość monotonicznie i jednolicie wykształcony, jedynie w dolnej części zaznacza się wyraźniejsza marglistość osadów. Uzyskana z nielicznych profilów mikrofauna, między innymi z otworu Niechmirów IG 1, wskazuje na obecność oksfordu tak dolnego, jak i środkowego. Miąższość osadów tych ogniw oksfordu wynosi na tym obszarze około 280 m. Na południe od Wielunia miąższość osadów oksfordu dolnego i środkowego zmniejsza się stopniowo i w rejonie Częstochowy wynosi około 150 m.

Oksford górny, obejmujący „raurak” i „astart”, jest zbudowany głównie z wapieni białoszarych i kremowych, miejscami detrytycznych, przyrafiowych, niekiedy z szarymi i ciemnoszarymi krzemieniami oraz przewarstwieniami wapienia oolitowego. Zawierają one zwykle bardzo liczne szczątki koralu, jeżowców, małżów i ślimaków. Lokalnie występuje wapień skalisty i płytowy z pakietami wapienia marglistego oraz przewarstwieniami marglu, wapnistego łupku ilastego i mułowca. Wśród omawianych osadów zaznacza się również występowanie organodetrytycznego marglu gruzłowatego i białokremowego wapienia rafowego, na ogół dość silnie porowatego. Od Wielunia w kierunku synkliny łódzkiej zwiększa się wyraźnie udział osadów ilasto-marglistych, a zarazem wzra-

sta miąższość osadów oksfordu górnego od 150 do około 200 m.

Wiek osadów oksfordu górnego określono na podstawie mikrofauny znalezionej w otworach Barczew 4, Kliczków 2 i Niechmirów IG 1. Między innymi stwierdzono tu występowanie: *Saccorhiza ramosa* (Brady), *Spirillina polygyrata* Gumbel, *Trocholina conica* (Schlumberger), *Tolypamina* sp. oraz igieł gąbek i elementów szkieletowych szkarłupni.

Osady kimerydu dolnego rozpoznano za pomocą otworów wiertniczych jedynie w północnej części obszaru kalisko-częstochowskiego. Zbudowane są z wapieni jasnoszarych i szarobeżowych z czertami i przemazami iłu szarozielonkawego. Wśród nich występuje również margiel szary, miejscami o odcieniu niebieskawym, niekiedy z ciemniejszymi szarymi plamami. Lokalnie pojawiają się przewarstwienia wapienia marglistego i marglu białoszarego. W osadach tych stwierdzono mikrofaunę: *Paleogaudryina varsoviensis* (Bielecka et Pożaryska), *Marginulina buskensis* (Bielecka et Pożaryska), *Lenticulina brückmanni* (Mjatluk) i *Cytherelloides parawlevi* Oertli, wskazującą na kimeryd dolny. Na omawianym obszarze utworów jury górnej młodszych od kimerydu dolnego dotychczas nie ujawniono. W profilach otworów wiertniczych Kalisz IG 1, Kliczków 1, Barczew 4, Niechmirów IG 1 i Świątkowice 2 miąższość kimerydu dolnego nie przekracza 100 m. Należy jednak zaznaczyć, że osady kimerydu dolnego nawiercono tu bezpośrednio pod młodszym nadkładem. Należy jeszcze dodać, że ogólna miąższość osadów jury górnej wynosi maksymalnie około 550 m.

ZARYS LARAMIJSKIEJ TEKTONIKI OBSZARU

Na obszarze kalisko-częstochowskim utwory permio-mezozoiku spoczywają na sfałdowanym starszym paleozoiku, dewonie (strefa grzbietu Lublińca) i karbonie dolnym, zapadając monoklinalnie pod kątem 2 do 5° w kierunku północno-wschodnim (fig. 13, 17 i 18). Rozpatrując kolejno budowę geologiczno-strukturalną podłoża permio-mezozoiku, cechsztynu, piaskowca pstrego i wapienia muszlowego (fig. 1, 4, 9, 12) stwierdzono obecność licznych struktur brachyantyklinalnych, antyklinalnych i synklinalnych poprzecinanych siecią uskoku. Na powstanie struktur ciągłych główny wpływ miało ukształtowanie rzeźby podłoża permio-mezozoiku, gdyż zazwyczaj odzwierciedlają się w nich zarysy pogrzebanych elementów waryscyjskich. Są to więc głównie struktury kompaktcyjne (J. Sokołowski, 1966, 1967 i mat. arch.) wykazujące w przeważającej mierze zgodność układu przestrzennego osadów permu i triasu z wyniosłościami podłoża.

Prowadzone ostatnio badania geologiczne wykazały ponadto, że na pograniczu monokliny przedsudeckiej i synkliny łódzkiej (strefa dyslokacyjna biegnąca wzdłuż linii Kalisz—Niechmi-

rów), w fazie ruchów młodokimeryjskich powstał rów tektoniczny rozwijający się w okresie jury dolnej (fig. 18). Na możliwość występowania rowów kimeryjskich w obrębie monokliny przedsudeckiej zwracał już uwagę W. Pożaryski (1970).

Na obszarze kalisko-częstochowskim dyslokacje laramijskie objęły pokrywę permsko-mezozoiczną oraz w nieco mniejszym stopniu sfałdowane utwory jej podłoża. Z licznych struktur utworzonych w czasie ruchów laramijskich część ma charakter kompresyjny. Obecność laramijskich struktur kompresyjnych stwierdzono również i w innych regionach Polski (K. Beyer, 1933; J. Oberc, 1966; W. Pożaryski, H. Tomczyk, 1969; E. Stupnicka, 1970). Na omawianym obszarze powstały liczne strefy uskoku biegu WNW—ESE. W obrębie tych stref zaznaczają się zarówno uskoki normalne, jak i odwrócone. Te ostatnie w profilach otworów wiertniczych objawiają się powtórzeniem warstw (fig. 18), a na powierzchni wychodni podkenozoicznych występowaniem wśród młodszej osłony utworów starszych (fig. 13). W profilach otworów wiertniczych (między innymi Wieluń 2, Wieluń 8, Zapole 1, Radoszewice 1, Oze-

gów IG 1 w odcinkach graniczących z płaszczyzną uskokową zaznacza się silne zaburzenie warstw. W odcinkach tych upad warstw waha się od 20 do 70°, a skały są spękane, zlustrowane, niekiedy zbrekcjonowane i rozciągnięte wzdłuż płaszczyzny uskokowej. Warstwy leżące pod i nad odcinkami zaburzonymi tektonicznie nie wykazują większego kąta upadu od powszechnie obserwowanego. W wielu otworach wiertniczych zaznacza się tektoniczna redukcja miąższości warstw lub ich powtórzenie. Tektoniczną redukcję miąższości cechsztynu stwierdzono w otworze Wieluń 2 (około 45 m) oraz w otworze Barczew 1, w którym osady werry kontaktują tektonicznie z kompleksem skalnym cyklotemu leine. W utworach piaskowca pstrego zjawisko to występuje w otworach Kliczków 2, Kliczków 5, Zapole 1, Niechmirów IG 1, Radoszewice 1, Wieluń 2 i Wieluń 8, przy czym redukcją tektoniczną dotknięte są głównie osady piaskowca pstrego dolnego, a luka obejmuje odcinki profilu liczące od 20 do 300 m miąższości. Powtórzenie warstw piaskowca pstrego zaznacza się w otworze Wieluń 5, gdzie wzrost miąższości wynosi 200 m i w otworze Wierzchlas 2, w którym wartość tę określa się na 80 m (fig. 11). Poza tym w otworze Wierzchlas 2 powtarzają się utwory środkowego triasu i retu. W triasie górnym powtórzenie warstw stwierdzono w otworze Wieluń 8, w którym wzrost miąższości określa się na około 300 m, natomiast w otworze Świątkowice 2 redukcją tektoniczną jest objęty prawie cały trias górny oraz środkowa i górna część wapienia muszlowego.

Wyniki otworów wiertniczych wskazują, że większość dyslokacji dysjunktywnych jest rozwinięta w utworach młodszych od cechsztynu, przy czym zjawisko to dotyczy obszaru zawartego między rejonem Wielunia i synkliną łódzką. Na całym tym obszarze dominują struktury blokowe, które charakteryzują się z reguły dość skomplikowaną budową. W północnej części tego obszaru między Bełchatowem i Kaliszem zaznacza się rozległa strefa dyslokacyjna wchodząca w skład lineamentu Poznań—Rzeszów (W. Pożaryski, 1971). Na południowy wschód od Niechmirowa istnieją w obrębie tej strefy bloki ujawniające się w powierzchni podkenozoicznej występowaniem osadów jury środkowej w osłonie skał jury górnej (fig. 13). Biorąc pod uwagę układ strukturalny spągu wapienia muszlowego należy wnioskować, że w obrębie tych bloków powtórzenie warstw nastąpiło w osadach młodszych od piaskowca pstrego. Wartości izohips wskazują, że powierzchnia spągowa wapienia muszlowego występuje tu o 150 do 250 m głębiej niż w strefie przylegającej od południa, w której budowie bierze udział również jura górna. W znajdującym się w sąsiedztwie omawianych bloków otworze Niechmirów IG 1 przewiercono 408,5 m jury górnej, od oksfordu dolnego po kimeryd dolny włącznie, co świadczy wyraźnie że bloki, w których pod powierzchnią kenozoiczną wyłaniają się utwory jury środkowej kontaktujące z jurą górną, musiały ulec wyciśnięciu. Omawiana strefa dyslokacyjna Bełchatów—Kalisz jest poprzecinana

uskokami poprzecznymi o kierunku SW—NE, które spowodowały, że poszczególne bloki są w stosunku do siebie poprzesuwane. Wyniki otworów wiertniczych Niechmirów IG 1, Zapole 1 i Kliczków 2 wskazują, że bloki te są zrzucone o 500 do 600 m w stosunku do bloków położonych od strony południowej. Wewnętrzna budowa bloków tej strefy, występujących między Kliczkowem i Kaliszem, nie została dotychczas bliżej rozpoznana. Wypada zaznaczyć, że linie uskokowe ograniczające tę strefę dyslokacyjną pokrywają się przypuszczalnie z istniejącym w tej części obszaru rowem eokimeryjskim. W profilach sejsmicznych refleksyjnych refleksy pochodzące z utworów jury górnej tworzą miejscami łukowate wygięcie z zaznaczoną wyraźną kulminacją dodatnią. W. Pożaryski (1970) wyraża pogląd, że rowy kimeryjskie w późniejszym okresie uległy kompresji, która sprężyła warstwy między ścianami rowu, co doprowadziło w efekcie do ich łukowatego wyniesienia.

Na południe od tej rozległej strefy dyslokacyjnej znajdują się następne bloki, które są ograniczone uskokami podłużnymi o kierunku WNW—ESE i poprzecznymi o przebiegu SW—NE. Wewnętrzna budowa tych bloków jest słabo poznana, jedynie o bloku położonym między Radoszewicami i Ozegowem, w którym pod powierzchnią kenozoiczną występują utwory jury środkowej, można sądzić że ma budowę analogiczną do bloków poprzednio opisanych.

Najlepiej rozpoznana jest strefa blokowa rejonu Wielunia. Świadczy ona o kompresyjnym charakterze ruchów laramijskich. W powierzchni podkenozoicznej terenu położonego między Wieluniem i Białą, pośród wapieni wychodni jury środkowej wyłaniają się utwory triasu górnego otoczone jurą dolną. W okolicy Wierzchlasu natomiast w obrębie bloku osłoniętego jurą górną pojawiają się utwory triasu górnego oraz jury dolnej i środkowej (fig. 13).

W strukturze Wielunia (fig. 18) widać wyraźnie, że strefa ta podlegała kompresji, która w efekcie doprowadziła do wyciśnięcia bloku i oderwania go od jego przedłużenia w głębi. Utwory piaskowca pstrego i permu występujące w otworze Wieluń 2 pod płaszczyzną nasunięcia nie wykazują zaburzeń tektonicznych. W płaszczyźnie nasunięcia natomiast nastąpiło rozciągnięcie utworów cechsztynu, a w dolnej i górnej jej części zbrekcjonowanie warstw cechsztynu i piaskowca pstrego. Otwory wiertnicze wykonane w obrębie struktury Wielunia wskazują, że w północno-wschodniej części tej struktury warstwy zapadają w kierunku północno-wschodnim. Większe kąty upadu warstw, dochodzące miejscami do 60°, stwierdza się tylko w obrębie strefy o silniejszym zaangażowaniu tektonicznym, a w miarę oddalania się w kierunku północno-wschodnim upad warstw nie przekracza 5°. Wskutek kompresji w centralnej części struktury nastąpiło wyciśnięcie bloku w formie klina, a w części południowo-zachodniej warstwy uległy silnemu poddarciu. Normalny ich układ został tu odwrócony, gdyż obecnie zapadają one w kierunku południowo-za-

chodnim, a więc przeciwnym do nachylenia warstw w całej monoklinie przedsudeckiej.

Struktura Wielunia jest poprzecinana uskoki-ami poprzecznymi o biegu SW—NE, które rozczło-nowały ją na mniejsze, poprzesuwane w stosunku do siebie elementy. Należy zaznaczyć, że każdy taki element charakteryzuje się nieco odmienną budową wewnętrzną. W powierzchni podkenozoicznej centralnej części struktury blokowej Wielunia występują utwory retyku, a po południowo-zachodniej i północno-wschodniej stronie pojawia się jura dolna a następnie środkowa, co stwarza pozory, że mamy tu do czynienia z antyklina. W budowie struktury Wielunia nie stwierdzono wyraźnego związku podłoża z pokrywą permsko-mezozoiczną. Stylem budowy tektonicznej różni się ona wyraźnie od stylu budowy struktur południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (E. Stupnicka, 1972), w których budowie istnieje ścisły związek podłoża z pokrywą mezo-zoiczną.

Między strukturą Wielunia i położoną na wschodzie strukturą Wierzchlasu (fig. 13) przebiegają dwa uskoki poprzeczne o kierunku SW—NE, zrzucające zawarty między nimi blok Niedzielska, w którym są zachowane utwory jury górnej. Struktura Wierzchlasu charakteryzuje się dużym stopniem zaburzenia tektonicznego. W południowej jej części, jak wykazał otwór wiertniczy Wierzchlas 2, powtarzają się warstwy retu i wapienia muszlowego. Badania geologiczne wskazują, że ogólny kierunek uskoku odwróconego jest zbliżony do obserwowanego w opisanej uprzednio strukturze Wielunia. Wzdłuż płaszczyzny uskoko-wej, która ogranicza od południa omawianą strukturę, w odcinku zachodnim na jurę górną nasunięte są utwory retyku, a we wschodnim jury środkowej. W okolicy Widoradza na powierzchni terenu występuje retyk, a na północ od jego wschodni pojawiają się osady jury dolnej, które zapadają ku północnemu wschodowi pod kątem 45°. We wschodniej oraz północno-zachodniej części struktury, pod niewielkim nadkładem kenozoiku, występują osady jury środkowej. Po zewnętrznej stronie uskoczków ograniczających strukturę Wierzchlasu znajdują się utwory jury górnej, które na północy i wschodzie zostały ujawnione w otworach wiertniczych, a na południu i zachodzie tworzą odsłonięcia naturalne (okolice Wielunia i Niedzielska).

Na obszarze położonym między Wieluniem i południową granicą omawianego obszaru nie stwierdzono dotychczas w utworach permo-mezozoiku struktur blokowych o tak skomplikowanej budowie wewnętrznej. Zaznaczają się tu jedynie uskoki o kierunku NW—SE, a w części południowo-wschodniej o kierunku WNW—ESE. Są one poprzecinane uskoki-ami poprzecznymi o kierunku SW—NE, które znajdują swoje odzwierciedlenie w zarysie wychodni utworów jury (fig. 13).

W zachodnim przedłużeniu trzeciorzędowego rowu Bełchatowa stwierdzono (W. Pożaryski, 1966) zaklinowane wśród jury górnej osady kredowe (fig. 13). Podłożo kenozoiku nawiercono tu tylko

w otworach rozpoznawczych, co nie zezwala na wyciągnięcie wniosków o głębokiej budowie rowu. Znacznie lepiej poznany jest trzeciorzędowy Złoczewa, którego zarys odzwierciedla wyraźna, ujemna anomalia grawimetryczna. Rów Złoczewa (fig. 13) jest ograniczony uskokami o kierunku SW—NE. W obrębie tego rowu wykonano otwór wiertniczy Świętkowice 2, w którym pod osadami czwartorzędowymi i trzeciorzędowymi o miąższości 125 m, przewiercono osady kredy górnej o miąższości 102 m i jury górnej o miąższości 503 m. Niżej występują utwory jury środkowej i dolnej o miąższości i wykształceniu litologicznym typowym dla tego rejonu. Natomiast trias górny jest objęty dużą redukcją tektoniczną i jest reprezentowany tylko przez kompleks pstrych ilowców i piaskowców drobnoziarnistych o miąższości 27 m. Częściową redukcją jest również objęty wapień muszlowy środkowy i górny. Leżące niżej osady piaskowca pstrego i permu charakteryzują się pełnymi profilami i nie wykazują wyraźniejszych zaburzeń tektonicznych. W otworach usytuowanych po zachodniej i wschodniej stronie linii uskoczkowych, które ograniczają rów Złoczewa, miąższość osadów kenozoiku jest znacznie mniejsza, a w ich podłożu występują utwory jury górnej.

Z przytoczonych faktów wynika, że w okresie ruchów laramijskich najsilniejszym zaburzeniom tektonicznym uległa północna część obszaru kalisko-częstochowskiego. Jest to zupełnie zrozumiałe, gdyż na tym właśnie obszarze w cechszynie występują utwory salinarnie, w których obrębie doszło miejscami do odkłucia i przemieszczenia mas skalnych. Wytworzyły się tu trzy wyraźne strefy wypiętrzeń blokowych: 1) strefa północno-wschodnia, zaznaczająca się na skraju monokliny przedsudeckiej i synkliny łódzkiej, 2) strefa środkowa, występująca na linii Dymek—Ożegów, 3) strefa południowo-zachodnia, ciągnąca się od Białej w kierunku Wierzchlasu.

Wymienione strefy, w obrębie których występują zarówno elementy blokowe wypiętrzone, jak i zrzucone, mają kierunek NW—SE i charakteryzują się skomplikowaną budową tektoniczną. Główne elementy blokowe zrzucone są ułożone w stosunku do tych stref poprzecznie, są to trzeciorzędowy rów Złoczewa i rów Bełchatowa.

Dzisiejsza budowa geologiczna obszaru kalisko-częstochowskiego ukształtowała się w wyniku działania procesów geologicznych, które odbywały się na tym obszarze podczas kolejnych okresów jego historii. W ogólnym zarysie na obszarze tym można wydzielić dwa piętra strukturalne: starsze — sfałdowane podłożo i pokrywę permsko-mezozoiczną. Podłożo uformowało się w fazie saalskiej, a wcześniejsza jego historia jest na obecnym etapie badań trudna do odtworzenia. Na kształtowanie się pokrywy permsko-mezozoicznej wyraźny wpływ wywierały ruchy górotwórcze, które odbywały się na innych obszarach, a na tym obszarze były jedynie rejestrowane z różnym nasileniem. Doprowadzały one w kolejnych okresach do dźwignania się podłoża wraz z tworzącą się

pokrywą, wywierały wpływ na rozwój i charakter sedymentacji oraz powodowały powstawanie wielu odkształceń o lokalnym zasięgu. Ostatnie rysy budowy geologicznej obszaru kalisko-częstochowskiego uformowały się na przełomie kredy i trzeciorzędu w fazie ruchów laramijskich.

Początek kształtowania się pokrywy permsko-mezozoicznej przypada na ruchy palatynackiej, które spowodowały wyniesienie południowej części obszaru kalisko-częstochowskiego, a znacznie wyraźniej zaznaczyły się na obszarach położonych dalej na południu (J. Oberc, 1966). Ruchy fazy eokimeryjskiej na omawianym obszarze doprowadziły do powstania lokalnych wyniesień, których obecność odzwierciedla rozkład i wykształcenie osadów triasu górnego. Podczas ruchów neokimeryjskich cały obszar kalisko-częstochowski został wyniesiony i nachylony ku północnemu wschodowi, o czym świadczy przekraczające ułożenie osadów kredy górnej. Na południowo-zachodnim krańcu omawianego obszaru utwory kredy spoczywają na kajprze, zaś w północno-wschodniej jej części kreda leży na kimerydzie

dolnym. W fazie ruchów laramijskich nastąpił dalszy etap dźwignania się obszaru kalisko-częstochowskiego, przy czym wskutek napięć tangencjalnych utworzyły się liczne struktury blokowe związane z przejawami tensji i kompresji. Powstanie struktur kompresyjnych, zaznaczających się jako bloki wypiętrzone należy przypisać uskokom przesuwczym. Uskoki tego typu występują zapewne w rejonie Złoczewa i Bełchatowa. W strefie tych uskóków, które ukształtowały zarys późniejszych rowów trzeciorzędowych stwierdza się miejscami zaklinowane utwory kredy górnej. Główny rozwój rowów trzeciorzędowych nastąpił w miocenie, w ich obrębie bowiem wyraźnie wzrasta miąższość osadów tego wieku. Wypiętrzony w czasie ruchów laramijskich obszar kalisko-częstochowski podlegał procesom erozji, które doprowadziły w efekcie do zniszczenia prawie w całości utworów kredy oraz znacznej części utworów jury i triasu górnego. Ruchy te wywarły więc zasadniczy wpływ na dzisiejszy obraz budowy geologicznej tego obszaru.

Recenzowali:

Prof. dr Józef Oberc
Uniwersytet Wrocławski
Prof. dr Jerzy Znosko
Instytut Geologiczny w Warszawie
Prof. Jan Skorupa
Instytut Geologiczny w Warszawie

LITERATURA

- ASSMANN P., 1929 — Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* Bd 30. Berlin.
- ASSMANN P., 1944 — Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 2. Der Muschelkalk. *Abh. Reichsamt Bodenforsch.* N. F. 208. Berlin.
- ALEXANDROWICZ S., SIEDLECKI S., 1960 — Osady pstręgo piaskowca w okolicach Rybnika. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 30. Kraków.
- BERG G., 1925 — Die Gliederung der Obercarbons und Rotliegenden im Niederschlesisch-Böhmischen Becken. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* Bd 46. Berlin.
- BEYER K., 1933 — Die nordsudetische Rahmenfaltung. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz.* T. 32. Görlitz.
- BOHDANOWICZ K., 1938 — Działalność Państwowego Instytutu Geologicznego w roku 1938. *Biul. Państw. Inst. Geol.* nr 18. Warszawa.
- BOIGK H., 1959 — Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. *Geol. Jb.* 76. Hannover.
- BOJKOWSKI K., BUKOWY S., 1966 — Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Acta geol. pol.* vol. 16, nr 2. Warszawa.
- BUKOWY S., 1964a — Analogie budowy geologicznej warwscydlów antyklinorium śląsko-krakowskiego z Sudetami i Górami Świętokrzyskimi. *Prz. geol.* nr 11. Warszawa.
- BUKOWY S., 1964b — Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.* nr 184. Warszawa.
- DADLEZ R., 1962 — Zagadnienie granicy między triasem a jurą w zachodniej Polsce. Księga pamiątkowa ku czci prof. J. Samsonowicza. *Pol. Akad. Nauk. Wyd. Geol.* Warszawa.
- DADLEZ R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. *Pr. Inst. Geol.* T. 57. Warszawa.
- DADLEZ R., KOPIK J., 1963 — Problem retyku w zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. *Kwart. geol.* T. 7, nr 1. Warszawa.
- DANIEC J., 1970 — Jura środkowa. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* T. 56. Warszawa.
- DATHE E., 1904 — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Blatt Rudolfswaldau. Neurode. Wünschelburg. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* Berlin.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., 1964 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 9. Jura. Cz. 2. 1:3 000 000. *Inst. Geol.* Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., 1965 — Uwagi w sprawie stratygrafii osadów środkowej jury między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Prz. geol.* nr 2. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., KOPIK J., 1973 — Jura środkowa. W: Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia. Cz. 2. Mezozoik. *Inst. Geol.* Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., 1958 — Wyniki badań geologicznych utworów doggeru na obszarze pomiędzy Przybynowem a Ogródzieniem. *Biul. Inst. Geol.* nr 126. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., 1959 — Dogger na obszarze między Wilkowieckiem a Libidzą. *Biul. Inst. Geol.* nr 161. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., 1962 — Stratygrafia i litologia liasu na obszarze kalisko-częstochowskim. *Kwart. geol.* T. 6, nr 1. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., 1963 — Górny trias i jura okolic Wielunia. *Biul. Inst. Geol.* nr 168. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., 1967 — Utwory retyku i liasu w otworze wiertniczym 1-KW Wieluń. *Biul. Inst. Geol.* nr 205. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z., WIELGOMAS L., 1963 — Wstępne wy-

- niki wiercenia 1 L Ślężany. *Prz. geol.* nr 11. Warszawa.
- DZIEDZIC K., 1959 — Porównanie utworów czerwonego spągowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. *Kwart. geol.* T. 3, nr 4. Warszawa.
- EKIERT F., 1971 — Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.* T. 66. Warszawa.
- GAJEWSKA I., 1964a — Nowe dane o granicy ret—pstry piaskowiec w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Prz. geol.* nr 11. Warszawa.
- GAJEWSKA I., 1964b — Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. *Kwart. geol.* T. 8, nr 3. Warszawa.
- GAJEWSKA I., 1971 — Wapień muszlowy w zachodniej Polsce. *Kwart. geol.* T. 15, nr 1. Warszawa.
- GAJEWSKA I., 1973 — Charakterystyka osadów piaskowca trzcinowego na Niżu Polskim. *Kwart. geol.* T. 17, nr 3. Warszawa.
- GORZYŃSKI Z., 1963 — Metodyka i wstępne wyniki z poszukiwań surowców glinowych na Górnym Śląsku. *Prz. geol.* nr 11. Warszawa.
- GRODZICKA-SZYMANKO W., 1967 — Stratygrafia osadów kajpru w otworze wiertniczym 1-KW Wieluń. *Biul. Inst. Geol.* nr 205. Warszawa.
- GRODZICKA-SZYMANKO W., 1973 — Trias. W: Dankowice IG 1. Profile głębokich otworów wiertniczych. *Inst. Geol.* z. 12. Warszawa.
- GRODZICKA-SZYMANKO W., ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1972 — Stratygrafia górnego triasu NE części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. geol.* T. 16, nr 1. Warszawa.
- HOYNINGEN-HUENE E. V., 1968 — Stratigraphische Korrelationsschema für das Siles und das Perm der D.D.R. *Abh. Senrt. geol. Inst.* H. 7. Berlin.
- JASKOWIAK M., KARASZEWSKI W., 1959 — Komunikat o wierceniu oporowym Gorzów Wielkopolski IG 1. *Prz. geol.* nr 6. Warszawa.
- JAWOR E., 1970 — Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. *Acta geol. pol.* vol. 20. Warszawa.
- JAWOROWSKI K., JURKIEWICZ H., KOWALCZEWSKI Z., 1967 — Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG 1. *Kwart. geol.* T. 11, nr 1. Warszawa.
- JURKIEWICZ H., KOWALCZEWSKI Z., 1968 — Sinian w podłożu niecki Nidy. *Prz. geol.* nr 5. Warszawa.
- JURKIEWICZ H., ZAKOWA H., 1969 — Nowe dane o paleozoiku w podłożu Niecki Nidziańskiej. *Kwart. geol.* T. 13, nr 2. Warszawa.
- JURKIEWICZ H., ZAKOWA H., 1972 — Rozwój litologiczno-paleogeograficzny dewonu i dolnego karbonu w Niece Nidziańskiej. *Kwart. geol.* T. 16, nr 4. Warszawa.
- KATZUNG G., 1968 — Rotliegendes—Grundriss der Geologie der D.D.R. Bd 1, Akademie—Verlag. Berlin.
- KASPRZAK T., SOKOŁOWSKI J., 1964 — Zarys budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego. *Geofiz. i Geol. naft.* nr 3—5. Kraków.
- KASPRZAK T., SOKOŁOWSKI J., 1965 — Zarys budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego. *Geofiz. i Geol. naft.* nr 1—2. Kraków.
- KICUŁA J., WIESER T., 1970 — Osady prekambriu i lamprofiry w otworze wiertniczym Opatkowice 1. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 40, z. 1. Kraków.
- KICUŁA J., ZAKOWA H., 1972 — Dewon i karbon w podłożu południowej części niecki miechowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 42, z. 2—3. Kraków.
- KŁAPCINSKI J., 1964a — Paleogeografia cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 34, z. 4. Kraków.
- KŁAPCINSKI J., 1964b — Stratygrafia cechsztynu okolic Lubina, Sieroszowic i Wschowy (monoklina przedsudecka). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 34, z. 1—2. Kraków.
- KŁAPCINSKI J., 1966 — Stratygrafia anhydrytów werra w rejonie Lubina i Sieroszowic (monoklina przed-sudecka). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 36, z. 1. Kraków.
- KŁAPCINSKI J., 1967 — Przyczynek do stratygrafii i paleogeografii czerwonego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 37, z. 4. Kraków.
- KŁAPCINSKI J., 1969 — Granica między cechsztynem a pstrym piaskowcem na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Kwart. geol.* T. 3, nr 3. Warszawa.
- KŁAPCINSKI J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica.* vol. 5. Warszawa.
- KONTKIEWICZ S., 1890 — Badania geologiczne w pasmie formacji jura między Częstochową a Krakowem. *Pam. fizjogr.* T. 10. Warszawa.
- KOPIK J., 1966 — Granica między epikontynentalnymi osadami triasu i jury w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* nr 203. Warszawa.
- KOPIK J., 1967 — Amonity bajosu z warstw kościeliskich okolic Przystajni (jura krakowsko-wieluńska). *Biul. Inst. Geol.* nr 209. Warszawa.
- KOPIK J., ZNOSKO J., 1968 — Granica bajosu i batonu oraz problem wezulu i kujawu w Polsce. *Prz. geol.* nr 6. Warszawa.
- KOREJWO K., TELLER L., 1967 — Stratygrafia dolnego karbonu (górnny wizen) z wierceń Sułów 1 i Lamki 1. *Acta geol. pol.* vol. 17, z. 2. Warszawa.
- KOZŁOWSKI S., 1963 — Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej (Dolny Śląsk). *Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie.* z. 14. Kraków.
- KOZYDRA Z., 1962 — Kontakt triasu i jury w otworze wiertniczym Eugeniów koło Gowarczowa. *Kwart. geol.* T. 6, z. 3. Warszawa.
- KRASOŃ J., 1962 — Cykle sedimentacyjne w cechsztynie dolnośląskim. *Prz. geol.* nr 6. Warszawa.
- KRASOŃ J., 1964 — Podział stratygraficzny cechsztynu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych. *Geol. Sudetica.* vol. 1. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1928 — Jura i kajper w głębokim wierceniu w Częstochowie. *Spraw. z Posiedz. Tow. Nauk. Wydz. III.* T. 21. Warszawa.
- ŁYDKA K., SIEDLECKI S., TOMCZYK H., 1963 — On the middle Ludlowian conglomerates in the Cracow Region. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér.* vol. 11, nr 2. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1965 — Uwagi do stratygrafii górnej jury pozakarpackiej w Polsce. I Jurajskie Kolołkwium w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* nr 203. Warszawa.
- MARCINKIEWICZ T., 1969 — Granica między retykiem i liasem w Polsce pozakarpackiej na podstawie badań florystycznych. *Kwart. geol.* T. 14, nr 1. Warszawa.
- MILEWICZ J., PAWŁOWSKA K., 1961 — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 7. Perm. *Inst. Geol.* Warszawa.
- MOSSOCZY Z., 1960 — Stratygrafia jury dolnej północnej części pasma krakowsko-częstochowskiego. *Prz. geol.* nr 8. Warszawa.
- MOSSOCZY Z., 1961 — Nowy podział stratygraficzny liasu w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Kwart. geol.* T. 5, nr 1. Warszawa.
- OBERC J., 1960 — Podział geologiczny Sudetów. *Pr. Inst. Geol.* T. 30, cz. 2. Warszawa.
- OBERC J., 1966 — Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. *Pr. Inst. Geol.* T. 47. Warszawa.
- OBERC J., TOMASZEWSKI J., 1963 — Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. *Prz. geol.* nr 12. Warszawa.
- OBUCHOWICZ Z., 1962 — Odkrycie złoża ropy na monoklinie przedsudeckiej i dalsze perspektywy poszukiwań. *Prz. geol.* nr 1. Warszawa.
- OEYNSHAUSEN K., 1822 — Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien und den nachst angrenzenden Gegenden von Polen, Galizien und Österreichisch Schlesien. Essen.
- OSIKA R., 1954 — Opracowanie złożowe. W: Badania geo-

- logiczne iłów rudonośnych Jury Krakowsko-Wieluńskiej. T. 1. *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1966 — Dolnoliasowy wiek warstw wielichowskich na tle badań sporowo-pyłkowych na Niziu Polskim. *Kwart. geol.* T. 10, nr 4. Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1971 — Charakterystyka sporowo-pyłkowa osadów triasu górnego w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. geol.* T. 15, nr 3. Warszawa.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1972 — Stratygrafia osadów kajpru w profilu wiertniczym Boża Wola na podstawie badań sporowo-pyłkowych. *Kwart. geol.* T. 16, nr 2. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K., 1964 — O podziale cechsztynu Gór Świętokrzyskich na cztery cyklotemy sedimentacyjne. *Prz. geol.* nr 9. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K., 1968 — Perm. W: Budowa geologiczna Polski. T. I, cz. 1. *Inst. Geol.* Warszawa.
- PETRASCHEK W., 1918 — Das Alter der polnischen Erze. *Verh. Geol. Anst. Wien.*
- PETRASCHEK W., 1919 — Der Ostrand des Kielce-Sandomirer Gebirges und seine Bedeutung für die Begrenzung des russischen Schildes. *Verh. Geol. Anst. Wien.*
- POBORSKI J., 1960 — Cechsztyńskie zagłębienie solne Europy środkowej na ziemiach Polski. *Pr. Inst. Geol.* T. 30, cz. 2. Warszawa.
- POBORSKI J., 1964 — Stosunki facjalne w zagłębieniu cechsztyńskim w Polsce. *Kwart. geol.* T. 8, z. 1. Warszawa.
- POBORSKI J., 1968 — Perm górny (cechsztyń), facja salinarna. W: Budowa geologiczna Polski T. I, cz. 1. *Inst. Geol.* Warszawa.
- POBORSKI J., CIMASZEWSKI L., 1961 — Z paleogeografii permu na Pomorzu. *Prz. geol.* nr 11. Warszawa.
- PODEMSKI M., 1962 — Próba podziału stratygraficznego cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki—Sieroszowice. *Kwart. geol.* T. 6, z. 4. Warszawa.
- PODEMSKI M., 1963 — Zagadnienie sedimentacji cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki—Sieroszowice. *Kwart. geol.* T. 7, z. 3. Warszawa.
- PODEMSKI M., 1965 — Rozwój sedimentacji utworów cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki—Sieroszowice. *Kwart. geol.* T. 9, z. 1. Warszawa.
- PODEMSKI M., 1973 — Sedymencja cechsztyńska w zachodniej części monokliny przedsudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. *Pr. Inst. Geol.* T. 71. Warszawa.
- POKORSKI J., WAGNER R., 1970 — Stratygrafia i paleogeografia permu w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* nr 252. Warszawa.
- POŁTOWICZ S., 1971 — Bariera onkolitowa w dolomicie głównym wschodniej części monokliny przedsudeckiej. *Geofiz. i Geol. naft.* nr 4—5, z. 172—173. Kraków.
- POŻARYSKI W., 1963 — Jednostki geologiczne Polski. *Prz. geol.* nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1966 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku (łącznie z paleocenem dolnym), 1 : 1 000 000. *Inst. Geol.* Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1970 — Rowy tektoniczne kimeryjskie na tle ewolucji strukturalnej Niziu Polskiego. *Kwart. geol.* T. 14, nr 2. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1971 — Tektonika elewacji radomskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 41, z. 1. Kraków.
- POŻARYSKI W., TOMCZYK H., 1969 — Schemat pionowego podziału tektonicznego Polski. *Biul. Inst. Geol.* nr 236. Warszawa.
- PREMIK J., 1922 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w lecie roku 1921 na obszarze rudonośnym powiatu wieluńskiego. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 2. Warszawa.
- PREMIK J., 1924 — Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicy Olewina, Kraszkowic, Burzenina, Widawy i Szczercowa. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 8. Warszawa.
- PREMIK J., 1925a — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1924 w powiecie wieluńskim oraz nad górną i środkową Widawką. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 10. Warszawa.
- PREMIK J., 1925b — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1925 na obszarze Praszki, Rudnik, Komornik i Działoszyna. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 13. Warszawa.
- PREMIK J., 1934 — Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy. W: Ziemia Częstochowska. nr 1. Częstochowa.
- PUFF P., 1961 — Gliederung des Buntsandsteins auf Blatt Rudolstadt (Thüringen). *Ber. Geol. Ges. DDR.* 10, nr 6. Berlin.
- REHBINDER B., 1903 — Über Untersuchungen im braunen Jura in der Umgebung von Czenstochau im Jahre 1902. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Bd 55. Berlin.
- REHBINDER B., 1904 — Über den sog. Glaukonitmergel des Calloviens im sudwestlichen Polen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Bd 56. H. 2. Berlin.
- REHBINDER B., 1913 — Die mitteljurassischen eisenerzführenden Thone langs dem sudwestlichen Rande des Krakau—Wieluner Zuges in Polen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Bd 65. Berlin.
- RICHTER-BERNBURG G., 1955a — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechstein. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Bd 105. H. 4. Hannover.
- RICHTER-BERNBURG G., 1955b — Über saline Sedimentation. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Bd 105. H. 4. Hannover.
- ROŻYCKI S. Z., 1953 — Górny dogger i dolny malm jury krakowsko-częstochowskiej. *Pr. Inst. Geol.* T. 17. Warszawa.
- RÖMER F., 1870 — Geologie von Oberschlesien. *Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kult.* 48. Breslau.
- RUTKOWSKI F., 1923 — Sprawozdanie tymczasowe z badań wykonanych na obszarze występowania węgla brunatnego w okolicach Zawiercia i Siewierza. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 6. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1929 — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczcu Łysogór. *Spraw. Pol. Tow. Geol.* T. 5. Warszawa.
- SCUPIN H., 1910 — Über sudetische, prätertiäre junge Krustenbewegungen und die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit; in der Umgebung der Sudeten und des Erzgebirges. Eine Studie zur Geschichte der Kreidetransgression. *Z. Naturwiss.* 82. Leipzig.
- SENKOWICZOWA H., 1965 — Podział i rozwój facjalny osadów retu na obszarze południowej Polski. *Kwart. geol.* T. 9, nr 2. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1970 — Trias (bez utworów retyku) W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* T. 56. Warszawa.
- SIEDLECKA A., 1964 — Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 34, z. 3. Kraków.
- SIEDLECKI S., 1952 — Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą (ze specjalnym uwzględnieniem stratygrafii wapienia muszlowego). *Biul. Inst. Geol.* nr 60. Warszawa.
- SIEDLECKI S., 1962 — On the Occurrence of Silurian in the Eastern and North-Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. geol. geogr.* vol. 10, nr 1. Varsovie.
- SIEMIRADZKI J., 1889 — Sprawozdanie z badań geologicznych w guberni Piotrkowskiej i Kaliskiej w dorzeczu Warty i Prosnny. *Pam. fizjogr.* T. 9. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1903 — Geologia ziem polskich. Muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów.
- SIEMIRADZKI J., 1922 — Geologia ziem polskich. I. Formacje starsze do jurajskich włącznie. Muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów.
- SOKOŁOWSKI J., 1966a — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego (cz. I). *Prz. geol.* nr 5. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J., 1966b — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego (cz. II). *Prz. geol.* nr 6. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J., 1967 — Charakterystyka geologiczna

- i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Su-detica*. vol. 3. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J., 1968 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna jednostek regionalnych Polski pod kątem poszukiwań bituminów. *Surowce Mineralne*. T. 1. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J., 1959 — Projekt mapy tektonicznej Polski jako część mapy tektonicznej Europy. *Kwart. geol.* t. 3, nr 1. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J., 1960 — Eléments principaux de la tectonique de Pologne. *Pr. Inst. Geol.* T. 30, cz. 2. Warszawa.
- STEMULAK J., 1963 — Wpływ facji głównego dolomitu cechsztyńskiego na jego roponośność. *Prz. geol.* nr 4. Warszawa.
- STOLARCZYK F., 1972 — Nowe dane o permie wschodniej części syneklizy perybaltyckiej. *Kwart. geol.* T. 16, nr 1. Warszawa.
- STUPNICKA E., 1970 — Tektonika utworów mezozoicznych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 40, z. 3—4. Kraków.
- STUPNICKA E., 1972 — Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. geol. Wyd. Geol. UW.* T. 14. Warszawa.
- SZYPERKO-SLIWCZYŃSKA A., 1960 — O stratygrafii i rozwoju kajpru w Polsce. *Kwart. geol.* T. 4, z. 3. Warszawa.
- SZYPERKO-SLIWCZYŃSKA A., 1973 — Korelacja profilów dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w zachodniej Polsce. *Kwart. geol.* T. 17, nr 2. Warszawa.
- TEISSEYRE H., OBERC J., SMULIKOWSKI K., 1957 — Regionalna geologia Polski. T. 3. Sudety. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- THEILIG F., 1966 — Feinstratigraphie und Fazies des Stassfurtkarbonats—Erdöl—Erdgas Informationen 9—Gommern.
- TOKARSKI A., 1958 — Poszukiwawcze zadania wierceńia Mogilno 1. *Nafta*, nr 1. Katowice.
- TOKARSKI A., 1965 — O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej. *Acta geol. pol.* vol. 15, nr 2. Warszawa.
- TOMASZEWSKI J., 1962a — Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Met. nieżel.* nr 12. Katowice.
- TOMASZEWSKI J., 1962b — Utwory solne cechsztynu monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin—Sieroszowice. *Prz. geol.* nr 12. Warszawa.
- TOMCZYK H., 1962 — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.* T. 35. Warszawa.
- WEBER H., 1955 — Einführung in die Geologie Thüringens. Berlin.
- WEIGELT J., 1928 — Die Pflanzenreste des mitteldeutschen Kupferschiefers und ihre Einschaltung im Sediment. *Fortschr. Geol. Paläont.* Bd 6. H. 19. Berlin.
- WYCZOŁKOWSKI J., 1967 — Uwagi o stratygrafii piaskowca pstręgo i wapienia muszlowego w otworze wiertniczym 1-KW Wieluń. *Biul. Inst. Geol.* nr 205. Warszawa.
- WYŻYKOWSKI J., 1964 — Utwory czerwonego spagowca na przedgórzu Sudetów. *Prz. geol.* nr 7—8. Warszawa.
- ZEJSZNER L., 1864 — Poszukiwania geologiczne dokonane w południowo-zachodnich okolicach Królestwa Polskiego, a przeważnie w górnej dolinie rzeki War-ty w r. 1864. *Pam. fizjogr.* T. 4. Warszawa.
- ZEJSZNER L., 1869 — Die Gruppen und Abteilungen des polnischen Juras nach neueren Beobachtungen zusammengestellt. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* Bd 21. Berlin.
- ZERNDT J., NOWAK I., 1935 — Tektonika wschodniego krańca Polskiego Zagłębia Węglowego. *Bull. intern. Acad. Pol. Spraw.* PAU. nr 10. Kraków.
- ZNOSKO J., 1954a — Stratygrafia iłów rudonośnych na podstawie otworów wiertniczych W: Badania geologiczne iłów rudonośnych Jury Krakowsko-Wieluńskiej. T. 1. Obszar między Krzepicami a Wręcycą. *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.
- ZNOSKO J., 1954b — Stratygrafia iłów rudonośnych na obszarze Krzepice—Rudniki na podstawie otworów wiertniczych. W: Badania geologiczne iłów rudonośnych Jury Krakowsko-Wieluńskiej. T. 2. Obszar między Krzepicami i Rudnikami. *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.
- ZNOSKO J., 1955 — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Pr. Inst. Geol.* T. 14. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1957 — Zarys stratygrafii łączyckiego doggeru. *Biul. Inst. Geol.* nr 125. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1959a — Rozwój transgresji aalenu i bajosu na Niżu Polskim. *Kwart. geol.* T. 3, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1959b — Wstępny zarys stratygrafii utworów jurajskich w południowo-zachodniej części Niżu Polskiego. *Kwart. geol.* T. 3, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1963 — Problemy tektoniczne obszaru pozakarpacciej Polski. *Pr. Inst. Geol.* T. 30, cz. 4. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1965a — Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego. *Biul. Inst. Geol.* nr 188. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1965b — Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* nr 188. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1968 — Atlas Geologiczny Polski 1 : 2 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1970 — Jednostki tektoniczne Polski na tle tektoniki Europy. *Biul. Inst. Geol.* nr 252. Warszawa.
- ZAKOWA H., 1969a — Nowe dane o karbonie w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 13, nr 4. Warszawa.
- ZAKOWA H., 1969b — Wstępna charakterystyka karbonu i dewonu z otworu Pałków (niecka Nidy). *Kwart. geol.* T. 13, nr 3. Warszawa.
- ZELICHOWSKI A. M., 1964a — Utwory karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej. *Prz. geol.* nr 5. Warszawa.
- ZELICHOWSKI A. M., 1964b — Wstępne opracowanie profilu karbonu z Ostrzeszowa. *Kwart. geol.* T. 8, nr 1. Warszawa.

Збигнев ДЕЧКОВСКИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЕРМО-МЕЗОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА И ЕГО ОСНОВАНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРЕДСУДЕТСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ (КАЛИШ—ЧЕНСТОХОВСКИЙ РАЙОН)

(с 18 фиг.)

РЕЗЮМЕ

Содержание. Геологическое строение Калиш—Ченстоховского района, относящегося к восточной части Предсудетской моноклинали, описано на основании буровых и геофизических данных. В общих чертах представлена характеристика нижнего палеозоя, девона и нижнего карбона. Поверхность основания, подстилающего пермо-мезозой, характеризуется сложной морфологией, сформированной в итоге рельефообразующих процессов во время раннепермского осадконакопления, эрозии, связанной с движениями палатинатской фазы, и под влиянием проявлений альпийской складчатости и разновозрастных сбросов. Породы пермо-мезозойского чехла описаны в стратиграфической

последовательности. Детально охарактеризован их литологический и фациальный состав. Констатируется, что формирование пермо-мезозойского чехла было в большой степени обусловлено движениями ряда тектонических фаз, проявившихся в смежных областях и на рассматриваемой площади с разной активностью. Движения приводили к поднятию основания вместе с чехлом, влияли на ход осадконакопления и вызывали разные тектонические нарушения. Особенное внимание было посвящено условиям залегания пермских и нижнетриасовых пород в связи с их перспективностью в отношении нефтегазоносности.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСНОВАНИЯ

В южной части Калиш—Ченстоховского района в строении основания выделяется складчатый элемент Люблинецкого хребта (фиг. 1). В осевой части он сложен породами нижнего палеозоя (лудлоу). Стратиграфия палеозоя в пределах этого хребта изучена слабо и нет бесспорных данных о принадлежности к каледонскому орогену преддевонских пород, которые обнажаются в осевой части. Следует упомянуть, что ни одна скважина в пределах рассматриваемой зоны не вскрыла контакта нижнего палеозоя с подстилающим его основанием и силура с девоном. Люблинецкий хребет пересечен сбросами направления ЮЗ—СВ на ряд блоков, сдвинутых по отношению друг к другу. Однако в общих чертах сохранилась антиклинальная форма, а нижнепалеозойские породы, распространенные в осевой части, контактируют с окружающим девоном по сбросам. В прилегающей с юга северо-западной части обрамления Верхнесилезского угольного бассейна проявляются нарушения эрийской фазы, представленные угловыми несогласиями и стратиграфическим перерывом между силуром и нижним девоном. На этой площади каледонские складчатые структуры простираются в широтном направлении с незначительным отклонением к северо-западу. Сходным простираем характеризуется и Люблинецкий хребет и можно предполагать, что слагающие его породы нижнего палео-

зоя соединяются на востоке с каледонскими складчатыми элементами района г. Мышкув.

Герцинские складчатые движения на всей исследованной площади проявились с большой интенсивностью, как можно судить по изменениям углов падения слоев девона и нижнего карбона (с 10 до 90°). Часто наблюдаются явления кливажа скольжения, катаклаза и филлитизации. В южной части Калиш—Ченстоховского района герцинские элементы Люблинецкого хребта обладают унаследованными условиями залегания, согласными с простираем каледонской структуры. В пределах рассматриваемой зоны наблюдаются проявления бретонской фазы складчатости, что выражено залеганием нижневизейских отложений непосредственно на породах франского или фаменского ярусов. Проявления этой фазы отмечаются также в северо-восточном обрамлении Верхнесилезского угольного бассейна. Самые интенсивные движения происходили после намюра А, во время рудногорской фазы. По данным геологических исследований можно предполагать, что во время этой фазы породы Калиш—Ченстоховского района подверглись смятию и поднятию. Дальнейшее поднятие площади произошло во время астурийской и заальской фаз складчатости. Кроме того, эти тектонические фазы ознаменовались образованием горстов и грабен.

Допермская поверхность на территории Калиш—Ченстоховского района характеризуется сильно расчлененным рельефом (фиг. 1). Этот рельеф формировался во время пермского осадконакопления, а также

под влиянием эрозионных процессов, связанных с проявлениями палатинатской фазы, и в связи с проявлениями альпийской складчатости и разновозрастной разрывной тектоники.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРМСКОГО ЧЕХЛА

Распространение пермских отложений показано на фигурах 2, 4 и 5. Нижняя пермь представлена осадочной свитой пород, являющихся эквивалентом верхнего красного лежня, по трехчленной схеме, или саксонского яруса, по двухчленной схеме. Граница между допермским основанием и красным лежнем выражена четко благодаря угловому и стратиграфическому несогласию.

В южной части рассматриваемой площади осадконакопление красного лежня происходило в зоне грабена, ограничивающего с юга Люблинецкий хребет. Площадь расположенная севернее Люблинецкого хребта, по район г. Велюнь, во время раннепермского осадконакопления была осушена и представляла область питания для осадков красного лежня. Эти осадки представлены свитой песчаников и конгломератов. В конгломератах преобладает галька пород нижнего карбона. Песчаники, залегающие в виде пачек среди конгломератов, мелкозернистые до крупнозернистых, часто косо расслоенные, содержат местами прослойки вишнево-бурых аргиллитов и алевролитов.

В северной части района отложения красного лежня образуют сплошной чехол и перекрываются цехштейном. По распределению фаций и мощностей можно предполагать, что их распространение в общих чертах не изменилось с момента образования (фиг. 4).

Следующей толщей пермо-мезозойского чехла являются цехштейновые отложения. Границы их распространения показаны на геолого-структурных картах подошвенной поверхности цехштейна (фиг. 4), подошвенной поверхности лестрого песчаника (фиг. 9) и на карте суммарной мощности цехштейна (фиг. 5). Состав осадков этого яруса представлен на корреляционных схемах избранных разрезов скважин (фиг. 8) и на литофациальных разрезах (фиг. 3, 6, 7). Цехштейновые отложения в Калиш—Ченстоховском районе слагают сплошной чехол в северной и северо-восточной ча-

стях. К югу мощность чехла сокращается. В северной части цехштейн подстилается отложениями красного лежня, а в южной части он залегает на карбоне. В направлении с севера на юг меняется также и фациальный состав цехштейна. На севере преобладают осадки хлоридной фации, на юге карбонатно-сульфатной и литоральной фаций.

На основании цикличности эвапоритов в цехштейне были определены отложения четырех циклотем. По самым нижним горизонтам циклотемы верра можно предполагать, что морское осадконакопление происходило на поверхности с разнообразным рельефом. На местных поднятиях разрез отложений начинается с конгломератов и песчаников. В южной части площади крупнокластические осадки наблюдаются в более верхних горизонтах, что свидетельствует о периодических колебаниях водоема. В северной части района отложения верра и младших циклотем характеризуются самыми полными разрезами. По составу цехштейна в южной части района видно, что в конце штассфурта произошло поднятие и сокращение водоема в этой части. А именно, горизонт серой соляной глины, залегающий на юге трансгрессивно, перекрывает все более древние горизонты штассфурта. После осадконакопления циклотем лейне и аллер наступила регрессия и верхние красные глины циклотемы аллер представляют осадок отступающего цехштейнового моря. Регрессия была обусловлена движениями палатинатской фазы, которые обусловили поднятие южной части описываемого района. В этой части цехштейновые отложения во многих местах были частично или даже полностью смыты. Об их более широком распространении можно ныне предполагать по изолированным остаткам, сохранившимся в районах местности Лесьна и между местностями Войцехув и Данковице (фиг. 5).

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА

Мезозойские породы в Калиш—Ченстоховском районе почти повсеместно перекрываются кайнозойем и лишь на Ченстоховско—Велюньской возвышенности обнажаются на поверхности юрские породы, а в зоне Люблинец—Ключборк и в районе с. Вежхляс наблюдаются редкие обнажения верхнего триаса. Нижний и средний триас (фиг. 9 и 12) залегает на всей площади, однако везде перекрывается мощным верхним триасом и не дает обнажений на поверхности. Выходы мезозоя под кайнозойем образуют полосы простирающиеся СЗ—ЮВ. Самые древние выходы, представленные верхним триасом, образуют две зоны. Первая из них простирается между местностями Люблинец и Ксенже-

нец и сложена в основном рэтскими отложениями, а местами, в районе с. Волчин и в юго-западной окраине района, отложениями кейпера. В последнем случае кейпер перекрыт непосредственно верхним мелом (фиг. 13). Выходы рэта наблюдаются, кроме того, в горстовом поднятии района Велюня. В восточной части горста, в районе местностей Видорадз и Оквин, рэт выходит на поверхность местности, в западной же части он перекрыт кайнозойем.

Эти выходы повлияли на ход и характер осадконакопления нижнего триаса. Распространение нижнетриасовых пород показано на структурно-геологических картах по-

Движения палатинатской фазы решающим обра-

дошвы пестрого песчаника (фиг. 9) и подошвы раковинного известняка (фиг. 12) и на карте суммарной мощности пестрого песчаника (фиг. 11). Состав этих пород представлен на корреляционных схемах разрезов избранных скважин и на литофациальном разрезе (фиг. 14 и 10). Породы пестрого песчаника распространены на всей площади Калиш—Ченстоховского района. Максимальная мощность порядка 700 м наблюдается в северной части района, где эти породы залегают на цехштейне и носят признаки седиментационной последовательности. Стратиграфическое несогласие между пестрым песчаником и цехштейном проявляется уже в Велюньском районе. Далее к югу пестрый песчаник перекрывает все более древние горизонты цехштейна и, наконец, нижний карбон. В районе Люблинецкого хребта он залегает непосредственно на девоне и нижнем палеозое, а в грабене, который ограничивает с юга Люблинецкий хребет, они перекрывают красный лежень.

Люблинецкий хребет вместе с северо-восточным обрамлением Верхнесилезского угольного бассейна во время палатинатской фазы подвергался поднятию и представлял область питания при осадконакоплении нижнего и среднего пестрого песчаника. Комплексы песчаников и конгломератов, распространенные на северном склоне Люблинецкого хребта, содержат в своем составе обломки пород древнее перми, возникшие за счет разрушения этого хребта. Конгломераты по своему составу напоминают породы красного лежня. На вершинах Люблинецкого хребта развиты осадки верхнего пестрого песчаника. Рётская трансгрессия выровняла условия осадконакопления на всей площади Калиш—Ченстоховского района. Самые нижние горизонты рётского яруса представляются еще обломочными осадками, верхние же выражены сульфатно-карбонатной фацией.

Мощность нижнего триаса на поднятиях Люблинецкого хребта не превышает 100 м.

На протяжении среднего триаса на площади всего Калиш—Ченстоховского района господствовали одинаковые условия осадконакопления. В разрезе отмечается четкое разграничение на три части, соответствующие нижнему, среднему и верхнему раковинному известняку, что показано на корреляционной схеме разрезов избранных скважин (фиг. 15). Средний триас по этим разрезам проявляет аналогию с соответствующим интервалом смежных районов.

Характеристика верхнего триаса, графическим выражением которой является корреляционная схема некоторых разрезов скважин (фиг. 16), а также характеристика юры, составлены в данной работе весьма детально. Вследствие рассмотрения очень широкого круга проблем, здесь необходимо было ограничиться лишь некоторыми заключениями, сделанными на основании анализа всего геологического материала по указанным формациям.

Анализ геологических данных доказывает, что как в северной, так и в южной частях Калиш—Ченстоховского района на рубеже верхнего кейпера и рэта проявились эокимерийские движения, в результате которых сформировались широко радиусные складки и блоковые структуры. В пределах этих структур верх-

ние горизонты кейпера подверглись размыву и только лишь самые верхние горизонты рэта перекрывают вершинные участки поднятий. В срединных зонах погруженных участков между кейпером и рэтом проявляется последовательность осадконакопления. Постепенное возрастание стратиграфического несогласия, охватывающего как горизонты верхнего кейпера, так и нижнего рэта, происходит по направлению к эокимерийским поднятиям.

Во время следующих — неокиммерийских движений вся рассматриваемая площадь подверглась поднятию с наклоном к северо-западу. Это можно проследить, например, по залеганию верхнего мела, который в северо-восточной части района трансгрессивно перекрывает нижний кимеридж, а в юго-западной части — верхний триас (фиг. 13).

Ларамийская складчатость в более сильной степени охватила пермо-мезозойский чехол, по сравнению со складчатым основанием. Некоторые нарушения, возникшие во время ларамийских движений, представляют структуры сжатия, что проявляется в наличии взбросов. В наиболее детально изученной структуре района Велюня (фиг. 18) можно наблюдать отчетливые признаки сжатия, в итоге которого произошло выдавливание блока с его отрывом от основания. В породах перми и пестрого песчаника, по разрезу скважины Велюнь 2, ниже надвинутого блока не видно тектонических нарушений. В плоскости же надвига произошло растягивание пород цехштейна и пестрого песчаника. В итоге сжатия в центральной части структуры был выдавлен клинообразный блок, а в юго-западной части слои были сильно приподняты. В настоящее время они обладают падением в юго-западном направлении, т. е. обратном по отношению к общему наклону моноклинали. Структура Велюня пересекается сбросами направления ЮЗ—СВ на ряд блоков, перемещенных по отношению друг к другу. Следует отметить, это каждый блок характеризуется несколькими иными особенностями внутреннего строения. В центральной части Велюньской блоковой структуры под кайнозойем залегают рётские породы, а с юго-западной и северо-восточной сторон появляется нижняя, а далее средняя юра, что создает впечатление о наличии антиклинальной формы. Сходным строением обладают менее детально изученные структуры сжатия в районе скважины Нехмирув ИГ 1. Образование структур сжатия обусловлено сдвиго-сбросами, проявляющимися в районе местностей Злочев и Белхатов. В зоне этих сбросов, которые определяли позже очертания третичных грабенов, местами наблюдаются зажатые меловые породы. Главное формирование третичных грабенов происходило в миоцене, так как в их пределах наблюдается явное увеличение мощности миоценовых отложений.

Во время ларамийской фазы складчатости весь Калиш—Ченстоховский район был приподнят и охвачен эрозионными процессами, которые размывали почти всю толщу мела и в значительной степени породы юры и верхнего триаса. Современное геологическое строение является итогом наложения ряда геологических процессов, проявлявшихся на этой территории во время отдельных этапов ее эволюции.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

- Фиг. 1. Структурно-геологическая карта основания под пермо-мезозоем
1 — буровые скважины, вскрывшие кровлю изображенной на карте единицы, с отметкой структурной поверхности в м ниже у. м., определенной по скважине, и стратиграфическим индексом изображенной поверхности, 2 — предполагаемые изогипсы, 3 — геологические границы, 4 — граница распространения цехштейна, 5 — граница распространения красного лежня, 6 — достоверные сбросы неясного характера, 7 — предполагаемые сбросы неясного характера; *SOSt* — нижний палеозой, *S* — силур, *D* — левон, *C₁* — нижний карбон, *P₁* — красный лежень
- Фиг. 2. Карта мощности красного лежня
1 — мощность по скважине, 2 — предполагаемые изопохиты, 3 — современное распространение отложений, 4 — неполная мощность (не пройдена подошва красного лежня), 5 — скважины, в разрезе которых нет красного лежня
- Фиг. 3. Литофациальный разрез через пермские породы района Радухув—Станиславув
Объяснения к фигурам 3, 6, 7, 10
1 — конгломераты, сложенные, главным образом, эффузивными породами, 2 — конгломераты, сложенные, главным образом, осадочными породами, 3 — песчаники, 4 — глины, сланцы и аргиллиты, 5 — алевролиты, 6 — глины с гнездами ангидрита, 7 — известняки, 8 — оолитовые известняки, 9 — доломиты, 10 — мергели, 11 — ангидриты, 12 — соли, 13 — стратиграфические границы, 14 — эрозионные границы, 15 — сбросы, 16 — буровые скважины
- Фиг. 4. Структурно-геологическая карта подошвенной поверхности цехштейна
1 — буровые скважины, вскрывшие подошву изображенной единицы, с отметкой структурной поверхности в м ниже у. м. и стратиграфическим индексом подстилающих пород, 2 — буровые скважины, в разрезе которых породы изображенной единицы тектонически нарушены, с отметкой плоскости скольжения, 3 — буровые скважины, в разрезе которых цехштейн не наблюдался, со стратиграфическим индексом подстилающих пород. Остальные объяснения как к фигуре 1
- Фиг. 5. Карта мощности цехштейна
1 — мощность по буровой скважине, 2 — неполная мощность (не пройдена подошва цехштейна), 3 — неполная мощность вследствие тектонического сокращения (предполагаемая величина недостающей мощности указана рядом со знаком +), 4 — скважины, в разрезе которых цехштейн отсутствует, 5 — предполагаемые изопохиты; границы распространения отложений циклотем: 6 — аллер, 7 — лейне, 8 — штассфурт, 9 — верра; границы распространения солей: 10 — аллер, 11 — лейне, 12 — штассфурт, 13 — верра, 14 — линии литофациальных разрезов
- Фиг. 6. Литофациальный разрез через пермские породы района Велюнь—Вежхляс
- Фиг. 7. Литофациальный разрез через пермские породы района Александрув—Станиславув
- Фиг. 8. Литолого-стратиграфическая корреляция избранных профилей перми
1 — конгломераты, 2 — аргиллиты, 3 — доломитовые аргиллиты, 4 — доломитовые мергели, 5 — мергелистые известняки. Остальные объяснения как к фигуре 3
- Фиг. 9. Структурно-геологическая карта подошвенной поверхности пестрого песчаника
1 — буровые скважины, вскрывшие подошву изображенной на карте единицы, с отметкой структурной поверхности в м ниже у. м., определенной по скважине, и стратиграфическим индексом подстилающих пород, 2 — буровые скважины, в разрезе которых породы изображенной единицы тектонически нарушены, с отметкой плоскости скольжения, *P₂* — цехштейн. Остальные объяснения как к фигуре 1
- Фиг. 10. Литофациальный разрез через породы пестрого песчаника
- Фиг. 11. Карта мощности пестрого песчаника
1 — неполная мощность вследствие тектонического сокращения (предполагаемая величина недостающей мощности указана рядом со знаком +), 2 — преувеличенная мощность вследствие тектонического наложения (предполагаемая величина надбавленной мощности указана рядом со знаком —), 3 — мощность по буровой скважине, 4 — изопохиты предполагаемые, 5 — граница распространения среднего пестрого песчаника, 6 — граница распространения нижнего пестрого песчаника, 7 — линия разреза
- Фиг. 12. Структурная карта подошвенной поверхности раковинного известняка
1 — буровые скважины, которые вскрывали подошву изображенной единицы, с отметкой структурной поверхности в м ниже у. м., определенной по скважине, 2 — буровые скважины, в разрезе которых породы изображенной единицы тектонически нарушены, с отметкой плоскости скольжения. Остальные объяснения как к фигуре 3
- Фиг. 13. Геологическая карта без кайнозоя
1 — буровые скважины, которыми был пройден мезозой, 2 — буровые скважины, вскрывшие на разную глубину подкайнозойское основание; верхний триас: *Tk* — кейпер, *Tr_e* — рэт, *J₁* — нижняя юра, *J₂* — средняя юра, *J₃* — верхняя юра; *K* — мел. Остальные объяснения как к фигуре 1
- Фиг. 14. Литолого-стратиграфическая корреляция избранных профилей пестрого песчаника
Объяснения к фигурам 14—16
1 — конгломераты, 2 — карбонатные конгломераты, 3 — мелкий карбонатный гравий, 4 — песчаники, 5 — алевролиты, 6 — аргиллиты, 7 — доломитовые аргиллиты, 8 — мергели, 9 — доломитовые мергели, 10 — известняки, 11 — оолитовые известняки, 12 — доломитовые известняки, 13 — доломиты, 14 — оолитовые доломиты, 15 — ангидриты, 16 — эрозионные границы, 17 — фауна, 18 — флора, 19 — мегаспоры
- Фиг. 15. Литолого-стратиграфическая корреляция избранных профилей раковинного известняка
- Фиг. 16. Литолого-стратиграфическая корреляция избранных профилей верхнего триаса
- Фиг. 17. Геологический разрез Солярная—Ожегув
Объяснения к фигурам 17 и 18
1 — сбросы, 2 — эрозионные границы, 3 — стратиграфические границы, 4 — буровые скважины. *D* — девон, *C₁* — нижний карбон, *P₁* — красный лежень, *P₂* — цехштейн, *Tr₁₋₂* — нижний триас: нижний и средний пестрый песчаник, *Tr₃* — нижний триас: рэт, *Tm* — средний триас, *Tk* — верхний триас: кейпер, *Tr_e* — верхний триас: рэт, *J₁* — нижняя юра, *J₂* — средняя юра, *J₃* — верхняя юра, *Kz* — кайнозой
- Фиг. 18. Геологический разрез Шимонкув—Нехмирув

Zbigniew DECZKOWSKI

GEOLOGY OF THE PERMO-MESOZOIC COVER AND ITS BASEMENT IN THE EASTERN PART OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE (KALISZ—CZĘSTOCHOWA AREA)

(with 18 Figs.)

SUMMARY

Abstract. The geology of the Kalisz—Częstochowa area classified into the eastern part of the Fore-Sudetic Monocline has been based on drilling and geophysical records. General characteristics of the early Palaeozoic, Devonian and Lower Carboniferous are given. It has been found that the topography of the Permo-Mesozoic basement is diversified due to the fossil relief modelled during Lower Permian deposition, erosion related to the Palatinian phase and also due to the effect of the Alpine movements and a network of faults of different age. The formations of the Permo-Mesozoic cover have been presented from the stratigraphic standpoint with detailed data on their lithological and facies development. It has

been found that the modelling of the Permo-Mesozoic cover was largely controlled by the movements of multiple tectonic phases that affected the adjacent areas and were recorded with various intensities in the Kalisz—Częstochowa area. In their subsequent phases the movements led to the uplift of the basement together with the cover, they controlled the development and nature of the deposition, and resulted in various tectonic deformations. Due consideration has been given to the spatial distribution of the Permian and Lower Trias, both systems regarded as interesting for oil and gas exploration.

GEOLOGY OF THE BASEMENT

In the Permo-Mesozoic basement of the southern part of the Kalisz—Częstochowa area there occurs a well-pronounced fold element named the Lubliniec Ridge (Fig. 1). Its axial part is made up of early Palaeozoic (Ludlovian) rocks.

The early Palaeozoic stratigraphy in this ridge is little known and it is difficult to judge whether the Pre-Devonian exposed in its axial part represents an element of the Caledonian Massif. It should be mentioned that in the area examined no contact either between the early Palaeozoic and its basement or between the Silurian and the Devonian has been encountered. The Lubliniec Ridge is cut by SW—NE faults into numerous blocks displaced relative to each other. The original anticlinal form, however, has been preserved in the over-all picture, the early Palaeozoic formations occurring in the axial part contacting along a fault plane with the Devonian cover. In the north-eastern borderland of the Upper Silesian Coal Basin bordering the area examined in the south, the movements of the Erian phase resulted in an angular discordance and a stratigraphic gap between the Silurian and the Lower Devonian. In that area the Caledonian fold structures are oriented W—E with a slight deviation towards the north-west. The Lubliniec Ridge follows the same direction and it may be inferred that the Palaeozoic formations occurring within this ridge merge in the east with the Caledonian fold elements of the Myszków zone.

The Variscan fold movements have been very intensely recorded throughout the area examined, as evidenced by the variability of the dip angle of the Devonian and Lower Carboniferous (from 10 to 90°). Fracture cleavage, slickensides, cataclastic deformations and phyllitization are fairly common. In the southern part of the Kalisz—Częstochowa area the Variscan elements of the Lubliniec Ridge express a posthumous pattern that follows the Caledonian structure. As evidenced by the Lower Visean overlying directly the Frasnian and Famennian, the zone examined was affected by movements of the Bretonian phase. Movements of this phase have been recorded also in the north-eastern borderland of the Upper Silesian Coal Basin and they attained the greatest intensity after the Namurian A during the Erzgebirge phase. Considering the geological data obtained so far it may be inferred that this was the time of folding and uplifting of the formations in the Kalisz—Częstochowa area, that were further uplifted by movements of the Asturian and Saale phases. The latter movements resulted in the formation of horsts and grabens.

In the Kalisz—Częstochowa area the topography of the formations older than the Permian is fairly differentiated (Fig. 1) due to the fossil relief modelled during Lower Permian deposition, to erosion related to the Palatinian phase, the effect of late Alpine movements and a network of faults of various age.

CHARACTERISTICS OF THE PERMIAN COVER

The distribution of the Permian formations is shown in Figs. 2, 4 and 5. The Lower Permian is represented by a sedimentary complex that, according to the tripartite scheme, corresponds to the Upper Rotliegendes and, according to the tripartite division, to the Saxonian. On account of the existing angular discordance and stratigraphic gap it is easy to set the boundary between the Permian basement and the Rotliegendes.

In the southern part of the area discussed the Rotliegendes deposition zone was related to a graben bordering the Lubliniec Ridge in the south. The areas north of the Lubliniec Ridge to Wieluń were emerged during Lower Permian deposition and they constituted the provenance area for the Rotliegendes sediments. The latter are represented by a sandstone-conglomerate complex. In the conglomerates pebbles and fragments of rocks derived from the Lower Carboniferous prevail. Fine- to coarse-grained sandstones interlayers frequently cross-bedded and locally with cherry-red claystones and siltstones intercalations occur within the conglomerates.

In the northern part of the area the Rotliegendes forms a continuous cover overlain by Zechstein sediments. The facies distribution and thickness of the Rotliegendes sediments indicate that, in general, their original extent has been preserved, as illustrated in Fig. 4.

The successive member of the Permo-Mesozoic cover are the Zechstein sediments. Their extent is shown on the structural-geological map of the Zechstein base (Fig. 4), of the Bunter Sandstone base (Fig. 9) and on the map of the total thickness of the Zechstein (Fig. 5). The development of these sediments is illustrated on the correlation diagram based on selected boreholes (Fig. 8) and on lithofacies cross-sections (Figs. 3, 6, 7). In the northern and north-eastern part of the Kalisz—Częstocho-

wa area the Zechstein sediments form a continuous cover, the thickness of which decreases towards the south. In the northern part they are underlain by the Bunter and in the south they overlie the folded Carboniferous. Also their facies changes from the north where the chloride facies predominates, towards the south with the prevailing carbonate-sulphate and littoral facies.

On the basis of the cyclic character of the evaporites four Zechstein cyclothem have been distinguished. The development of the oldest members of the Werra cyclothem indicates that the sea occupied an area topographically fairly differentiated. Within the local elevations of the basement the sequence usually commences with conglomerates and sandstones. In the southern part coarse-clastic sediments occur in the younger members due to periodical changes of the basin extent. In the northern part the Werra and the younger cyclothem are the most complete. The development of the Zechstein sediments in the southern part indicates that at the close of the Stassfurt the basin shrank due to the uplifting of the areas situated in the south. This is evidenced by the position of the Grey Pelite that in the south transgressively overlaps the older Stassfurt members. The Leine and Aller deposition was followed by regression at the close of the Aller cyclothem and the Upper Red Pelite represents sediments of the evading Zechstein sea. This regression was related to the movements of the Palatinian phase that led to the emergence of the southern part of the area discussed. There the Zechstein sediments were partly eroded and in major portions of the area the erosion was complete. The vaster original extent of the Zechstein is indicated by the isolated Zechstein patches preserved in the Leśna area and between Wojciechów and Dankowice (Fig. 5).

CHARACTERISTIC OF THE MESOZOIC COVER

In the Kalisz—Częstochowa area the Mesozoic is largely covered by a Cainozoic blanket with Jurassic rocks cropping out from beneath in the Częstochowa—Wieluń Upland and with isolated Upper Trias exposures in the Lubliniec—Kluczbork zone and in the vicinity of Wierzchlas. The Lower and Middle Trias (Figs. 9 and 12) occurs throughout the area but it does not crop out from beneath the thick Upper Triassic cover which in turn is overlain by younger sediments. Largely, the sub-Cainozoic Mesozoic outcrops are arranged in belts that follow the NW—SE direction, the oldest sediments represented by the Upper Trias occurring in two zones. One, stretching from Lubliniec to Książeniec, is made up of the Rhaetian and locally, in the Wołczyn area and in the south-westernmost corner, of Keuper rocks. In this case the Keuper is covered directly by the Upper Cretaceous (Fig. 13). The Rhaetian crops out also in the culminations of the Wieluń Horst. In the eastern part of the horst, in the Widoradz and Olewin area, the Rhaetian is exposed at the surface, while in the west it is covered by the Cainozoic.

The movements of the Palatinian phase substantially affected the course and nature of the Lower Triassic de-

position. The spatial distribution of the Lower Triassic sediments is shown on the structural-geological maps of the base of the Bunter (Fig. 9), of the base of the Muschelkalk (Fig. 12) and on the map of the total thickness of the Bunter (Fig. 11). The development of these sediments is illustrated in the correlation diagram of the selected boreholes and on lithofacies cross-sections (Figs. 14 and 10). The Bunter sediments occur throughout the Kalisz—Częstochowa area and reach their maximum thickness — about 700 m — in the northern corner where they overlie the Zechstein and their development suggests an uninterrupted deposition. The stratigraphic discordance between the Bunter and the Zechstein is marked already in the Wieluń area. Further to the south the Bunter overlaps the older Zechstein members and finally the Lower Carboniferous. In the area of the Lubliniec Ridge it directly overlies the Devonian and early Palaeozoic and in the graben that borders the Lubliniec Ridge in the south it rests on the Rotliegendes.

The Lubliniec Ridge together with the north-eastern borderland of the Upper Silesian Coal Basin was uplifted during the Palatinian phase and it constituted the provenance area for the Lower and Middle Bunter. The

sandstone-conglomerate complexes that occur in the northern slope of the Lubliniec Ridge contain fragments and splinters of rocks older than the Permian produced by previous destruction of the Lubliniec Ridge. As to their lithology and petrography the conglomerates bear resemblance to the Rotliegendes. The culminations of the Lubliniec Ridge were covered by nothing older than the Upper Bunter sediments. The Roethian transgression resulted in an unification of the depositional conditions throughout the Kalisz—Częstochowa area. The oldest Roethian members are represented by detrital sediments, the younger ones — by the sulphate-carbonate facies. The thickness of the Lower Trias over the culminations of the Lubliniec Ridge does not exceed 100 m.

During the Middle Trias unified depositional conditions persisted over the entire Kalisz—Częstochowa area. The sequence is clearly tripartite, the successive complexes corresponding to the Lower, Middle and Upper Muschelkalk, as illustrated by the correlation diagram of the selected drilling records (Fig. 15). These records bear analogies to the Middle Trias of the neighbouring areas.

The present work provides very detailed characteristics of the Upper Trias illustrated by the correlation diagram of the selected boreholes (Fig. 16) and of the Jurassic sediments. Because of the wide spectrum of problems, only some conclusions resulting from the analysis of the entire geological data are presented in this paper.

The analysis of these materials indicates that both in the northern and southern parts of the Kalisz—Częstochowa area Eocimmerian movements were active during the Upper Keuper/Rhaetian time that were responsible for the formation of wide-radius deformations and block structures. Within these structures the youngest Keuper members were eroded and the culminations of the elevations were covered by sediments as late as during the late Rhaetian. In the depression zones in the axial parts there is a depositional continuity between the Upper Keuper and the Rhaetian. The degree of stratigraphic discordance in both the Upper and Lower Keuper members increases towards the culminations of the Eocimmerian elevations.

During the subsequent Eocimmerian movements the entire area was uplifted and tilted to the north-east, as indicated, among others, by the position of the Upper

Cretaceous sediments that transgressively overlap the Lower Kimmeridgian in the north-east and the Upper Triassic in the south-west (Fig. 13).

The Laramian disturbances have been recorded clearly in the Permo-Mesozoic cover and to a lesser degree in its folded basement. As evidenced by the reverse faults, a part of the numerous structures formed during the Laramian movements are of compression nature. It is evident that the best known Wieluń structure (Fig. 18) was formed due to compression as a result of which the block was squeezed upwards and disjoined from its lower part. The Permian and Bunter sediments encountered in the column of the Wieluń 2 borehole below the overthrust block show no tectonic disturbances. But along the thrust plane the Zechstein and Bunter sediments had been stretched. Due to compression in the central part the block had been squeezed up as a wedge and in the south-west the strata had been tilted up strongly. Their original arrangement had been reversed, as they now dip to the south-west *i.e.* opposite to the dip direction of the entire monocline. The Wieluń structure is cut by SW—NE faults and separated into smaller displaced blocks.

It should be noted that each element has a specific internal structure. In the sub-Cainozoic surface of the central part of the Wieluń block Rhaetian sediments appear, and in the south-west and north-east — the Lower Jurassic followed by the Upper Jurassic imparting to the structure discussed a seemingly anticlinal appearance. A similar pattern has been noted in the geologically less known compression structures in the vicinity of the Niechmirów IG 1 borehole. The formation of the compression structures is related to wrench faults marked in the Złoczew and Bełchatów area. In the area adjacent to these faults that modelled the younger Tertiary grabens local Cretaceous fault wedges can be noted. The Tertiary grabens developed mainly in the Miocene, as a considerable thickness increase of these sediments has been observed within the grabens.

In the Laramian phase the Kalisz—Częstochowa area was uplifted and affected by erosion that resulted in an almost complete removal of the Cretaceous and a considerable part of the Jurassic and Upper Trias. The present structure is the product of superimposed geological processes that operated in this area during the consecutive stages of its history.

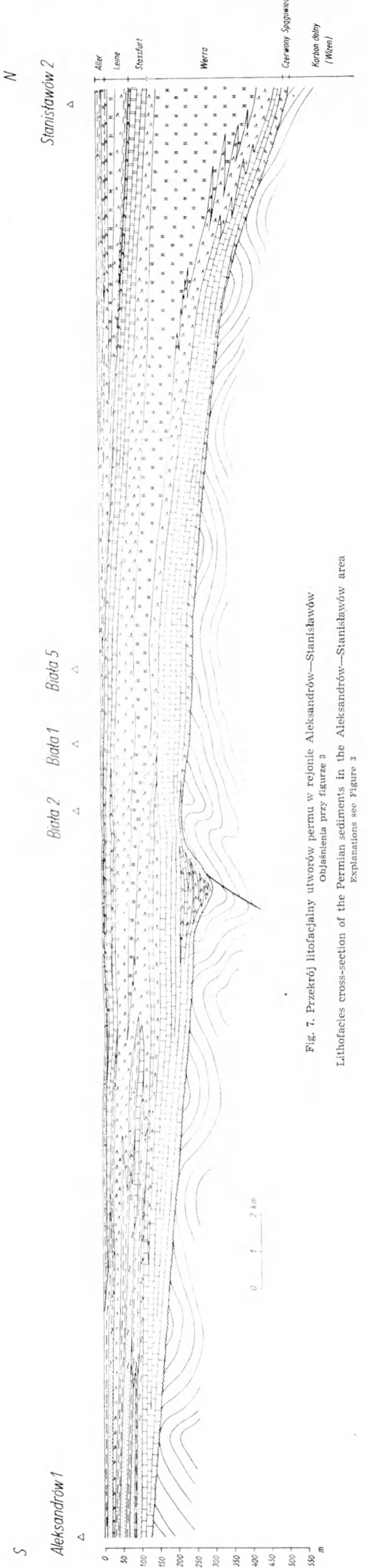


Fig. 7. Przekrój litofacyjny utworów permu w rejonie Aleksandrów—Stanisławów
 Objasnienia przy figurze 3
 Lithofacies cross-section of the Permian sediments in the Aleksandrów—Stanisławów area
 Explanations see Figure 3

Raduchów 1

Kuźnica Zagrzebska 2

Braszewice 1

Kuźnica Zagrzebska 1

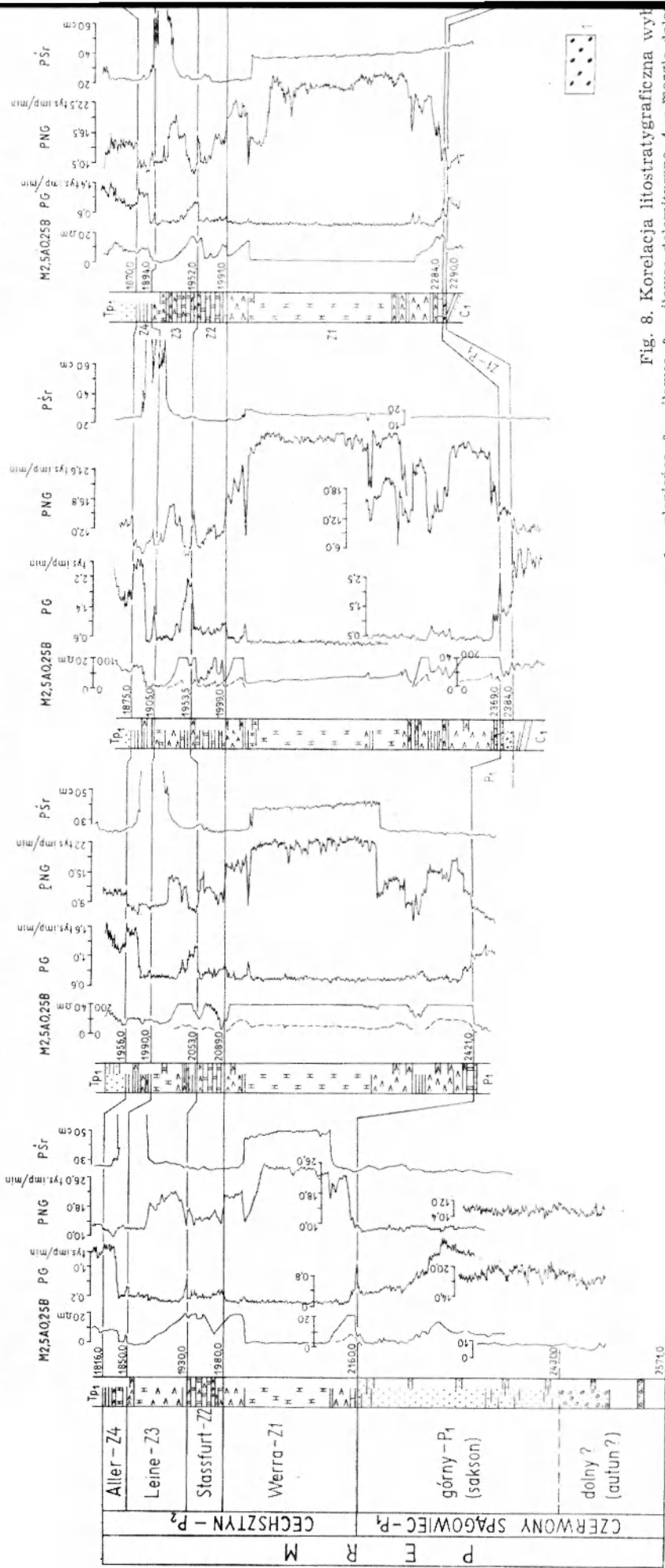


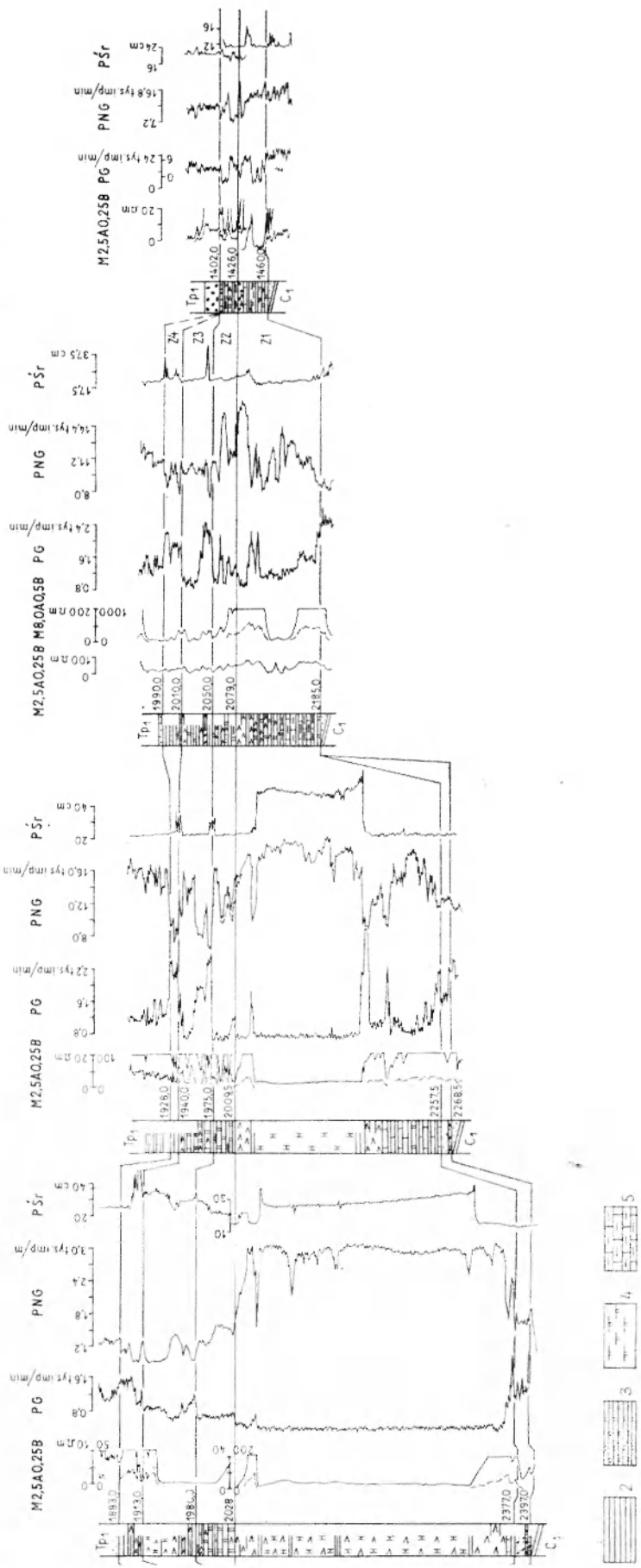
Fig. 8. Korelacja litostratygraficzna wył
 1 — zlepienie, 2 — ilowce, 3 — ilowce dolomityczne, 4 — margle dolo
 Lithostratigraphic correlation of the sel
 1 — conglomerates, 2 — claystones, 3 — dolomitic claystones, 4 — dolomitic mar

Stanisławów 2

Wierchlas 1

Wieluń 3

Rzeki IG 1



Przekroje profili permianicznych, 5 — wapienie margliste. Pozostałe objaśnienia przy figurze 3
 2, 3 — marly, 4 — margle, 5 — marmury. Remaining explanations see Figure 3

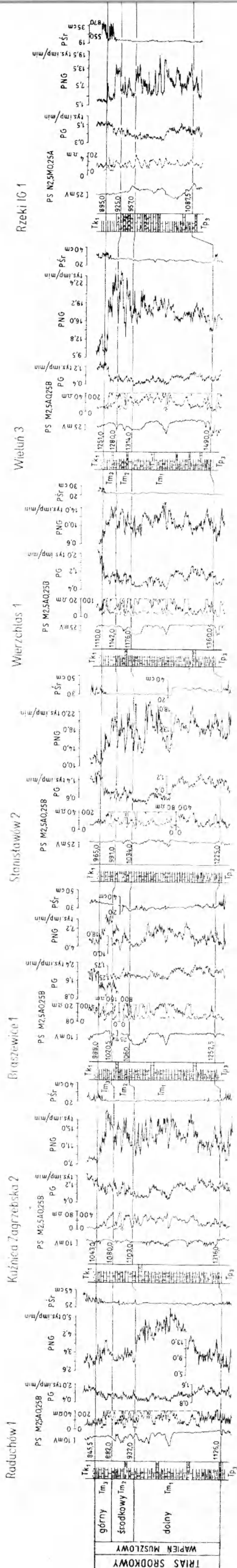


Fig. 15. Korelacja litostratygiczna wybranych profili wapienia muszlowego
 Objaśnienia przy figurze 14

Lithostratigraphic correlation of the selected Muschelkalk columns
 Explanations see Figure 14

Raduchów 1

Kuźnica Zagrzebska 2

Braszewice 1

Kuźnica Zagrzebska 1

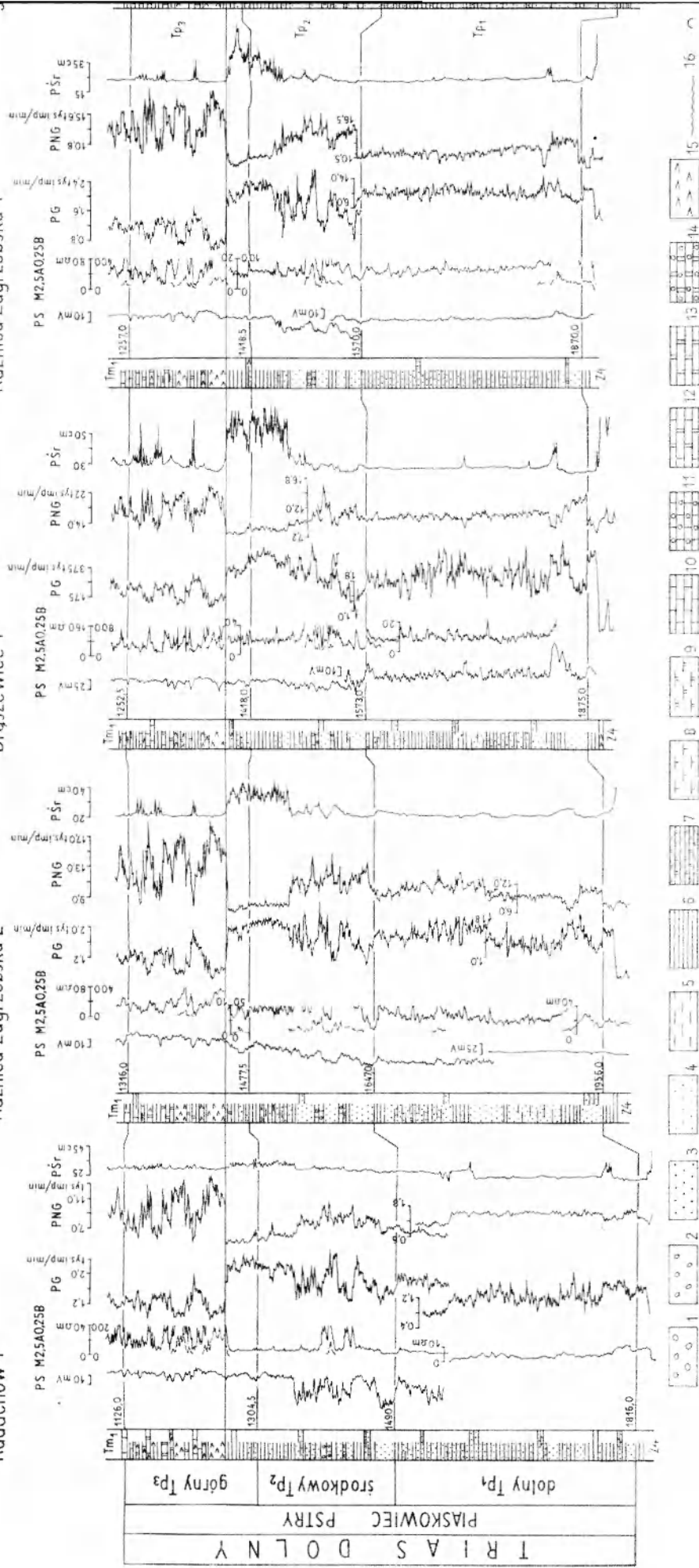


Fig. 14. Korelacja litostratygraficzna wybra-
 1 — zlepienie, 2 — konglomeraty węgławne, 3 — drobne żwiry węgławne, 4 — piaskowce, 5 — mu-
 10 — wapień, 11 — wapień oolitowy, 12 — wapień dolomityczny, 13 — dolomity, 14 — oolit
 19 — megas

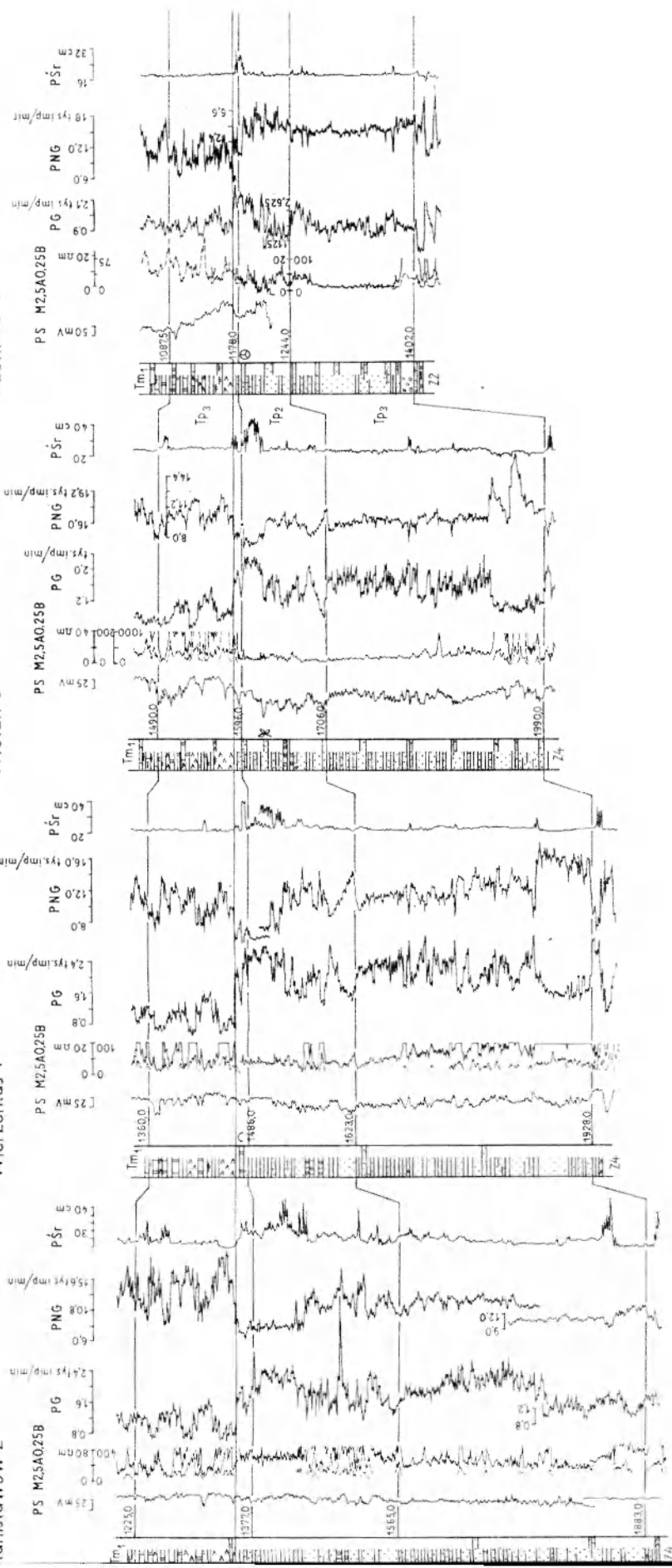
Lithostratigraphic correlation of the s-
 1 — conglomerates, 2 — carbonate conglomerates, 3 — fine carbonate gravels, 4 — sandstones, 5 — mu-
 10 — limestone, 11 — oolitic limestones, 12 — dolomitic limestones, 13 — dolomites, 14 — oolit
 19 — megas

tanistawów 2

Wierchlas 1

Wieluń 3

Rzeki IG 1



17 № 18 19

nych profilów piaskowca pstrego
 owce, 8 — łożysce, 7 — łożysce dolomityczne, 8 — margle, 9 — margle dolomityczne,
 nity oolitowe, 15 — anhydryty, 16 — granica erozyjna, 17 — fauna, 18 — flora,
 pory
 eleted Bunter columns
 siltstones, 6 — claystones, 7 — dolomitic claystones, 8 — marls, 9 — dolomitic marls,
 c dolomites, 15 — anhydrites, 16 — erosional boundaries, 17 — fauna, 18 — flora,
 spores

Mate Tylbe 1

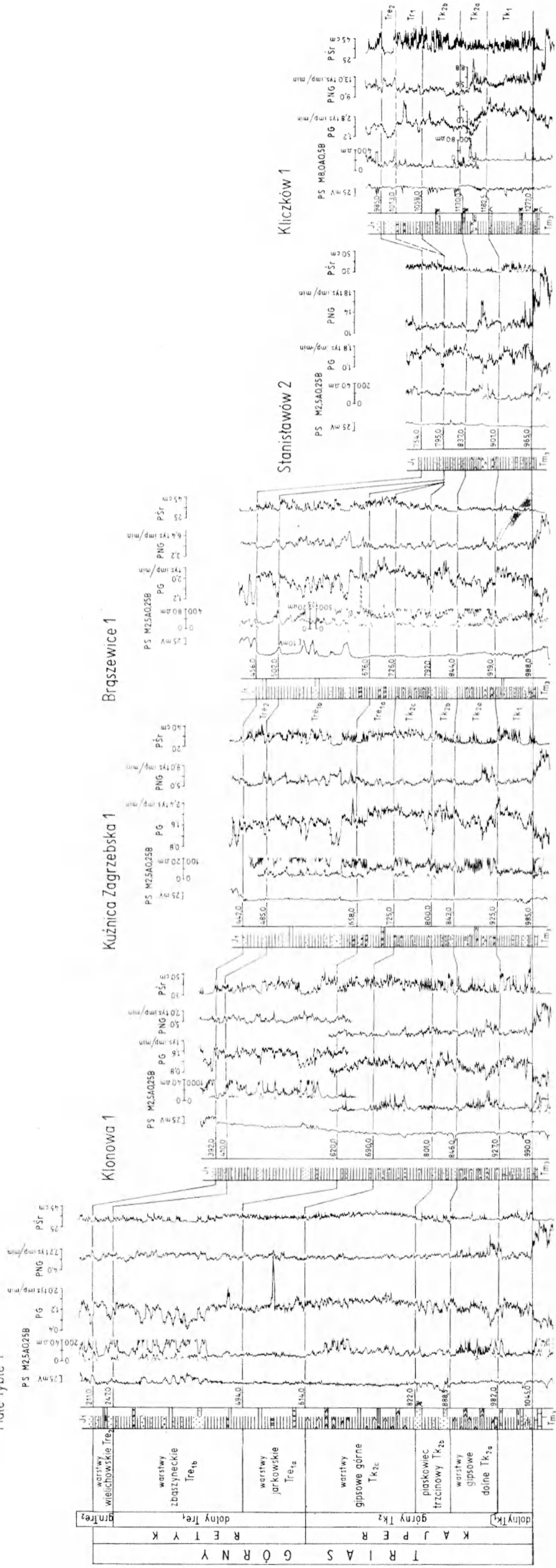


Fig. 16. Korelacja litostratigraficzna wybranych profili triasu górnego
Objaśnienia przy figurze 14
Lithostratigraphic correlation of the selected Upper Triassic columns
Explanations see Figure 14

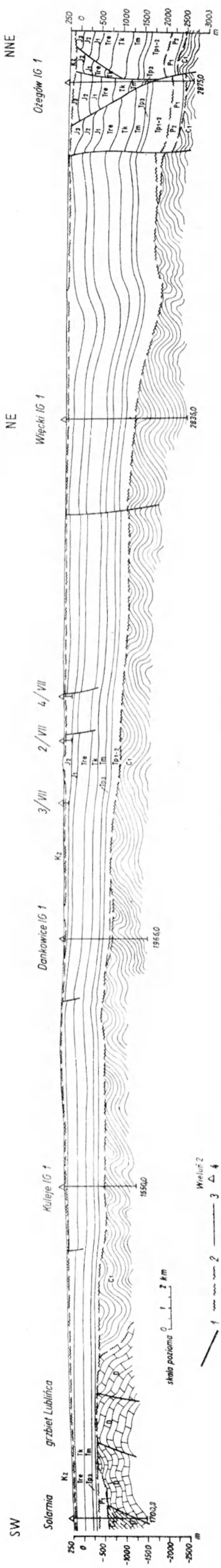


Fig. 17. Przekrój geologiczny Solarnia—Ożegów
 1 — uskoki, 2 — granice erozyjne, 3 — granice stratygraficzne, 4 — otwory wiertnicze; D — dewon, C₁ — karbon dolny, P₁ — czerwony spągowiec, P₂ — cechszyn, TP₁₋₂ — trias dolny; piaskowiec pstry dolny i środkowy, TP₃ — trias górny: kajper, Tr₃ — trias środkowy, Tr₂ — trias dolny: retyk, J₁ — jura dolna, J₂ — jura środkowa, J₃ — jura górna, Kz — kenozoik

Geological cross-section Solarnia—Ożegów
 1 — faults, 2 — erosional boundaries, 3 — stratigraphic boundaries, 4 — boreholes; D — Devonian, C₁ — Lower Carboniferous, P₁ — Rotliegendes, P₂ — Zechstein, TP₁₋₂ — Lower Trias: Lower and Middle Bunter, TP₃ — Upper Trias: Keuper, Tr₃ — Upper Trias: Rhaetian, J₁ — Lower Jurassic, J₂ — Middle Jurassic, J₃ — Upper Jurassic, Kz — Cenozoic

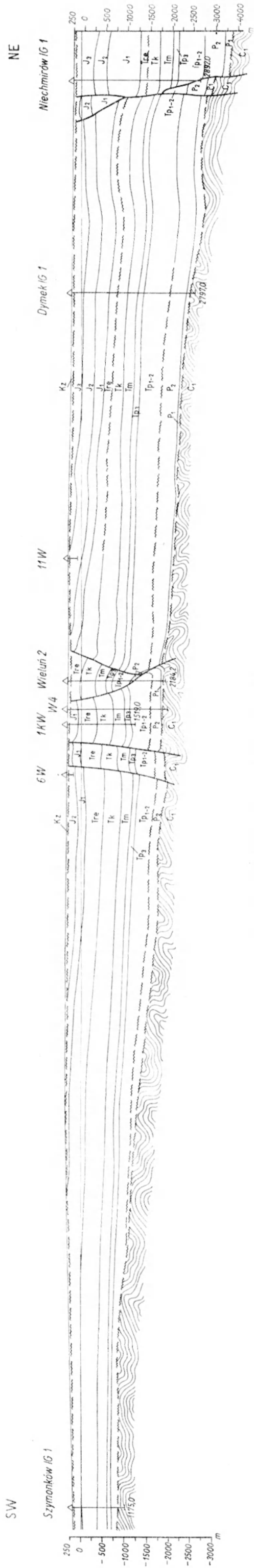


Fig. 18. Przekrój geologiczny Szymonków—Niechmirów
 Objasnienia przy figurze 17
 Geological cross-section Szymonków—Niechmirów
 Explanations see Figure 17