

BUDOWA GEOLOGICZNA REJONU BEŁCHATOWSKIEGO

UKD. 551.7+551.24:553.96(082.2)(438—191.2 Bełchatów — rejon

WSTĘP

Opracowanie to jest skrótem artykułów przygotowanych przez wymienionych autorów, a drukowanych w całości w „Przewodniku 52 Zjazdu PTG”¹. Intencją organizatorów 52 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w rejonie Bełchatowa jest opublikowanie na łamach „Przeglądu Geologicznego” artykułu wprowadzającego w zagadnienie budowy geologicznej tego obszaru, aby w ten sposób szerzej udostępnić najistotniejszą treść szczegółowych, wartościowych opracowań dotyczących stratygrafii i tektoniki.

Skrótu tego, na prośbę Komitetu Organizacyjnego 52 Zjazdu PTG, dokonał naczelny redaktor „Przeglądu Geologicznego” — prof. dr Edward Rühle.

*

Pierwsze rozpoznanie wglębnej budowy rejonu Bełchatowa zawdzięczamy, podjętym już w latach 1940—1944, przeglądowym zdjęciom grawimetrycznym, wykonanym przez firmę „Seismos”, a w kilka lat później regionalnemu zdjęciu grawimetrycznemu przeprowadzonemu przez S. Pawłowskiego (1951) oraz przez W. Dudę (1953). W wyniku tych badań stwierdzono ujemne anomalie siły ciężkości w rejonie Bełchatowa. W następnym etapie, dla uzyskania bardziej szczegółowego obrazu siły ciężkości, dykcja Zjednoczenia Górnictwa Naftowego zleciła w 1959 r. przeprowadzenie półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego (J. Grzywacz) oraz badań sejsmicznych (Z. Wiśniewski). Uwzględniając wyniki tych prac — mapę rozkładu anomalii grawimetrycznych oraz strefę pozbawioną refleksów sejsmicznych odwiercono otwór Zjednoczenia Górnictwa Naftowego i odkryto duże złoża węgla brunatnego.

W następnych latach 1961—1964, w czasie dokumentowania złoża węgla brunatnego, J. Wasiak, B. Kruk oraz S. Szczypa przeprowadzili szczegółowe zdjęcia grawimetryczne sytuując profile w odstępach 1 km oraz nawiązując do wykonanych uprzednio otworów wiertniczych. Celem tych prac było ustalenie zasięgu rowu Bełchatowa (ryc. 1).

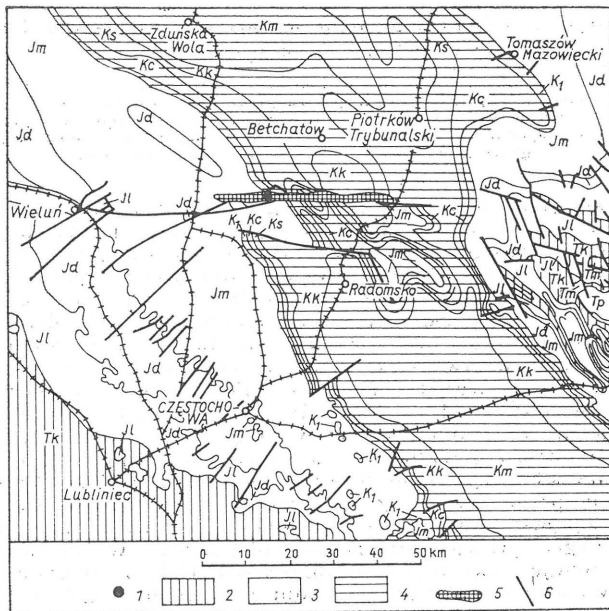
W wyniku dokonanej analizy, A. Kozera i K. Mrozek (1962) stwierdzili, że rozpatrywany pas anomalii ujemnych jest efektem kontrastu gęstości między skałami jury i kredy a utworami trzeciorzędu. Pas ten jest powodowany przez strefę uskokową w podłożu mezozoicznym i powstały przy niej rów, wypełniony utworami trzeciorzędowymi. Głównym jednak czynnikiem, stanowiącym tu duży niedobór mas są pokłady węgla brunatnego, co zostało wyraźnie po raz pierwszy stwierdzone przez tych autorów. Podali oni także szczegółową sugestię o budowie rowu i wysunęli propozycję dalszych poszukiwań węgla brunatnego, który ich zdaniem, powinien występować w całym rowie Bełchatowa.

¹ A. Dąbrowski — Udział badań geofizycznych w odkryciu i rozpoznaniu złoża węgla brunatnego w rejonie Bełchatowa; Z. Werner — Wysadowe złoża soli kamiennej Bełchatów (Dębina); S. Ciesliński, Z. Dąbrowska — Budowa podłoża trzeciorzędu oraz stratygrafia permu i mezozoiku w rowie bełchatowskim; E. Ciuk, M. Piwocki — Geologia trzeciorzędu w rowie Kleszczowa i jego otoczeniu; M. D. Baraniecka — Geologia czwartorzędowa dorzecza Widawki; E. Ciuk — Tektonika rowu Kleszczowa i jej wpływ na warunki powstania złoża węgla brunatnego.

STRATYGRAFIA

Najstarszymi utworami odkrytymi w rejonie Bełchatowa są utwory permskie — sole oraz związane z nimi anhydryty i gipsy. W jednym z najwcześniej wykonanych otworów w okolicy Dębina, w 1964 r., na głębokości 85,9 m napotkano 4,7 m grubości serie gipsów i anhydrytów, pod którymi leżały przemieszane skały górnokredowe. Na głębokości zaś 119 m pojawiły się zmetamorfizowane oraz silnie zaangażowane tektonicznie anhydryty i gipsy, które Z. Dąbrowska uznała za cechstyńską czapę niewielkiego wysadu solnego. Wiercenie to zatrzymano na głębokości 147,4 m w anhydrytach.

W kompleksowej dokumentacji geologicznej złoża Bełchatów (Zespół PG — Wrocław, 1964) utwory te w całości uznano za bonon-purbek. Ponieważ wiercenie Dębina nie wyjaśniło wieku przewierconych anhydrytów Z. Dąbrowska zaprojektowała w 1965 r. nie zrealizowany otwór o głębokości 500 m. Celowość wyjaśnienia istnienia przypuszczalnego wysadu solnego w okolicy Dębiny stała się sprawą aktualną w 1971 r., w związku z przygotowywaniem projektu eksplo-

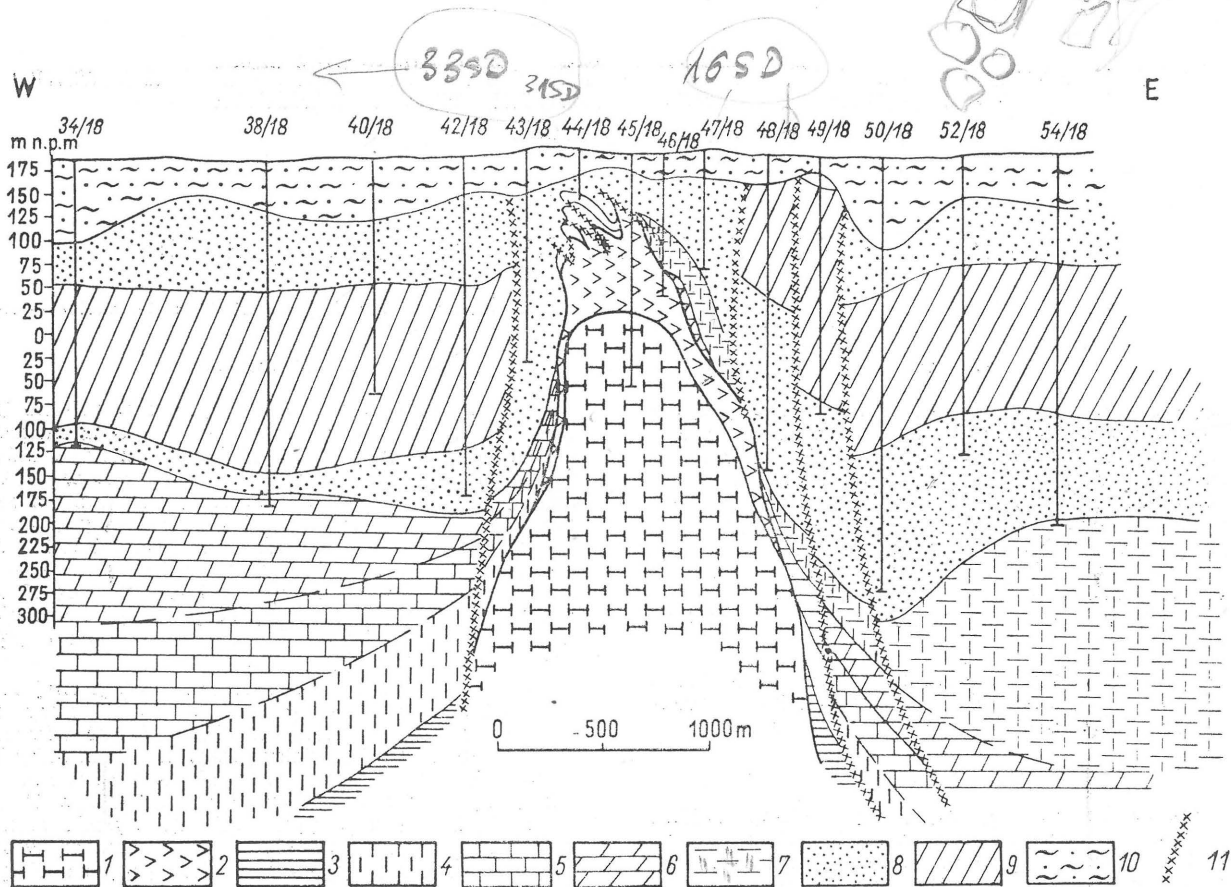


Ryc. 1. Lokalizacja Bełchatowskiego Okręgu Przemysłowego w niecce łódzkiej na tle mapy geologicznej (bez utworów kenozoicznych), według W. Pożaryskiego (1960), z oprac. E. Ciuka (1980).

Tp — pstry piaskowiec, Tm — wapień muszlowy, Tk — kaper, J1 — lias i retyk, Jd — dogger, Jm — malm, K1 — kreda dolna, Kc — cenoman i turon, Ks — santón i koniak, Kk — kampan, Km — mastrycht. 1 — wysad solny Dębina, 2 — monoklina przedsudecka, 3 — monoklina śląsko-krakowska i otoczka mezozoiczna Gór Świętokrzyskich, 4 — niecka łódzka, 5 — rów Bełchatowa, 6 — uskoki.

Fig. 1. Location of the Bełchatów Industrial Center in the Łódź Basin at the background of geological map without Cenozoic formations (after W. Pożaryski, 1960) as interpreted by E. Ciuk (1980).

Tp — Buntsandstein, Tm — Muschelkalk, Tk — Keuper, J1 — Lias and Rhaetian, Jd — Dogger, Jm — Malm, K1 — Lower Cretaceous, Kc — Cenomanian and Turonian, Ks — Santonian and Coniacian, Kk — Campanian, Km — Maestrichtian. 1 — Dębina salt dome, 2 — Fore-Sudetic Monocline, 3 — Silesian-Cracow Monocline and Mesozoic margins of the Holy Cross Mts, 4 — Łódź Basin, 5 — Bełchatów Trough, 6 — faults.



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez wysad solny Dębiny, według Z. Dąbrowskiej (1978).

1 — sole permskie, 2 — utwory czapy wysadu, 3 — jura dolna, 4 — jura środkowa; jura górna: 5 — oksford, 6 — kimeryd; kreda górna: 7 — mastrycht; trzeciorzęd: 8 — seria piasków i mułków nad- i podwęglowych, 9 — seria węglowa; 10 — czwartorzęd, 11 — linie uskoku.

Fig. 2. Geological section through the Dębina salt dome (after Z. Dąbrowska, 1978).

1 — Permian salt, 2 — dome cap rock, 3 — Lower Jurassic, 4 — Middle Jurassic; Upper Jurassic: 5 — Oxfordian, 6 — Kimmeridgian; Upper Cretaceous: 7 — Maestrichtian; Tertiary: 8 — sub- and supra-coal series of sands and silts, 9 — coal series; 10 — Quaternary, 11 — fault lines.

atacji złoża węgla brunatnego Bełchatów. W 1972 r. wykonano tu pierwsze trzy głębsze otwory wiertnicze, z których dwa nawierciły sól kamienną. Obecnie wysad jest stwierdzony 7 otworami wiertniczymi.

Według Z. Wernera najbardziej interesujące wyniki geologiczne o wysadzie solnym uzyskano dzięki badaniom sejsmicznym, metodą tzw. prześwietlenia wysadu w otworze 45/19, głębionego do 502 m. Stwierdzono, że wysad ma średnio 775 m długości i 550 m szerokości. Od strony północnej, zachodniej i północno-wschodniej ściany wysadu są prawie pionowe, od strony południowej zaś upady są mniej strome. Wysad liczy około 0,5 km² powierzchni i przebiega się przez utwory górnajurajskie, kredowe i trzeciorzędowe. Utwory trzeciorzędowe na obszarze wysadu uległy prawie zupełnie zniszczeniu. Wyżej występuje czwartorzęd o miąższości 47,3 m. Dokładne wyjaśnienie kształtu wysadu i ustalenie jego sytuacji strukturalnej w stosunku do osadów najbliższego sąsiedztwa ma duże znaczenie dla prac rozpoznania złoża węgla brunatnego. Z. Werner i E. Ciuk w 1974 r. zaprojektowali dalsze wiercenia w tym rejonie.

Badania chemiczne odwierconych partii soli cechstyńskiej wykazały, że jest to sól kamienna, biała z odcieniem szarym lub różowawym, z przewarstwieniami anhydrytów. Z przeanalizowanych próbek w 2/3 stwierdzono zawartość 96,5–99,4% NaCl, a w pozostałych nieco mniej chlorków. W połowie próbek zawartość siarczanów i części nierozpuszczalnych przekraczała 1,5%. Według J. Poborskiego i Z. Wernera jest to prawdopodobnie najstarsza sól kamienna, należąca do piętra Z₁ (Werra).

Jurę dolną — toars nawiercono kilku otworami w jądrze osi antykliny Łękińska. Profilował ją J. Kopik, a T. Marcinkiewicz opracowała megaspory. Jurę dolną reprezentują tu osady piaszczyste serii olewińskiej, na której leżą utwory ilasto-mułkowcowe i piaszczyste serii wieluńskiej. Najwyższą część sta-

nowią zielone ilowce, łupki ilaste i ilasto-piaszczyste z *Estheria* sp. sp. serii ciechocińskiej. Wyższe ogniwa uległy zniszczeniu. Jura środkowa opracowana szczegółowo przez J. Kopikę składa się z górnego bajosu (kujawu), batonu i keloweju, które obrzeżają liasowe jądro antykliny Łękińskiej.

Dolną część (?) górnego bajosu lub najniższy kujaw tworzą białe, gruboziarniste piaskowce miąższości 8 m, bez szczątków organicznych. W bajosie górnym wyróżniono trzy ogniwa kujawu. Kujaw dolny zbudowany jest z czarnobrunatnych ilowców z laminacją piaszczystą i konkrecjami syderytycznymi. W osadach tych często występują małże *Bositra buchii* (Roemer). Otwornice i megaspory spotyka się z rzadką.

Kujaw środkowy rozpoznano szczegółowo wydzielając trzy poziomy amonitowe. Dwa dolne *Parkinsonia subarictis* i *Parkinsonia parkinsoni* tworzą ilowce ciemnoszare, z drobnymi konkrecjami i przewarstwieniami syderytów. Górny natomiast poziom *Parkinsonia schloenbachi* składa się głównie z szarych mułowców „oczkowych”, lokalnie zaś z piaskowców szamozytowych z ooidami, a także z oolitów szamozytowych i syderyticznych. Amonity występują sporadycznie, natomiast pospolite są małże, małżoraczki i otwornice.

Kujaw górny występuje w czterech poziomach amonitowych, z których dwa dolne z *Parkinsonia valida* i *Parkinsonia compressa* tworzą ciemnoszare mułowce z wkładkami syderytów muszlowych, a niekiedy otoczków syderyticznych. Powyżej występują oolity szamozytowe, na których leżą dwa górne poziomy składające się z ilowców piaszczystych kujawu górnego z *Oxycerites yeovilensis* i *Asphinctites tenuiplicatus* z obfitym detrytem małżów i z fuikoidami. W obydwu tych kompleksach występują liczne amonity, pozwalające według J. Kopika (1979) na ścisły podział stratygraficzny.

Osady batonu dolnego — poziomu *Procerites* spp. tworzą iłowce, lokalnie z piaskiem i przewarstwieniami mułowców z syderytami, fukoidami i detrytem skorup małżów. Amonity zezwalają na wyznaczenie dolnej granicy batonu, natomiast górną granicę poziomu wyznaczają otwornice. W środkowym batonie, w mułowcach występują poziomy *Morrisiceras morrisi* i *Cadomites bremeri*. Baton górny — *Oecotraustes heterocostatus* i *Oecotraustes paradoxus*, w postaci iłów ciemnoszarych i mułowców ilastych, silnie zaangażowanych tektonicznie — jest udokumentowany przewodnimi gatunkami amonitów, — oprócz tego charakterystyczne są małżoraczki i mniej liczne otwornice.

Kelowej — tworzą kilkunastometrowej miąższości żółtawoszare i szare wapienie z krzemieniami, z przewarstwieniami margli i z glaukonitem oraz przewarstwieniami jasnoszarych i żółtawych margli silnie zaburzonych tektonicznie. Należą one zapewne do kelowej dolnego (J. Kopik, 1979).

Jura górna została dokładnie zbadana dzięki szczegółowemu opracowaniu ponad 260 wierceń. Profile zawierające jurę górną opracowała Z. Dąbrowska, makrofaunę oznaczyła L. Malinowska i L. Karczewski, mikrofaunę zaś W. Bielecka. Na ten temat istnieje publikacja Z. Dąbrowskiej z 1976 r. W rowie Bełchatowa osady jury górnej występują w antyklinie Dąbrowy Rusieckiej i w obrzeżeniu antykliny Łękińska. Należą one do oksfordu: najwyższych partii oksfordu dolnego (?), środkowego i górnego oraz kimerydu dolnego, a także istnieją płyty kimerydu górnego (?). Makrofauna w oksfordzie górnym składa się z licznych amonitów (rodzajów: *Proraseria*, *Glochiceras*, *Hibolites*, *Perisphinctes*), a także ramienionogów, charakterystycznych ślimaków i bogatego zespołu małżów. Oksford dolny (?), środkowy i górny dobrze datują zespoły mikrofauny z typowymi otwornicami. Sugestia występowania kimerydu górnego opiera się na danych makro- i mikrofaunistycznych, a także wykształceniu litologicznym.

Osady jury górnej rejonu Bełchatowa jako części niekiedy łódzkiej nie różnią się wykształceniem litologicznym od typowych dla niej profili. Występują więc w oksfordzie zbite wapienie kremowe i jasnoszare, a wyżej wapienie z krzemieniami i warstewkami marglistymi oraz margle i wapienie margliste szarozielone, zwężające. W górnej części profilu znajdują się wapienie margliste z krzemieniami, przykryte wapieniami z oolitami i piezolitami.

Kimeryd zbudowany z wapieni marglistych i margli z przewarstwieniami ilastymi i zlepami muszlowymi z oolitami zawiera obfitą mikrofaunę i liczne amonity, należące do rodzajów: *Ataxioceras*, *Raseria*, *Proraseria*, *Taramelliceras*, *Perisphinctes*, *Semiraseria*, oprócz tego występują ramienionogi, ślimaki oraz małże.

Kreda w rowie Bełchatowa otacza zbudowane z jury antykliny Łękińska i Dąbrowy Rusieckiej. Występują tu klasyczne osady albu i węglanowe górnej kredy. Z wykonanych tu licznych wierceń zbadano 170 profili otworów, uzyskując szczegółową znajomość litologii, stratygrafii i tektoniki kredy. Przy czym zaznaczyć należy, że istotny był tu wkład badań mikropaleontologicznych i paleontologicznych (E. Gawor-Biedowa, E. Witwicka, A. Błaszczewicz, S. Cieśliński).

Na omawianym obszarze nie stwierdzono osadów neokomu, które przypuszczalnie zostały zniszczone przed osadzeniem się albu (S. Marek, A. Raczyńska, 1975). Na jurze leżą średnioziarniste piaski albu w dolnych warstwach ze żwirami, a w górnych z fosforytami. Miąższość piasków w rejonie Bełchatowa zmienia się od 20 do 60 m. Nie znane są dotychczas szczątki organiczne.

Osady górnej kredy reprezentowane są przez wszystkie piętra, poczynając od cenomanu w spągu do mastrychtu w stropie. Facja osadów jest typowa dla górnej kredy Niżu Polskiego. W cenomanie występują margle i margle piaszczyste, glaukonitowe z fosforytami. Datowanie tego piętra oparto na makrofaunie (dominuje *Inoceramus crippii* Mant.) i na mikrofaunie.

W turonie, koniak i santonie występują jasnoszare opoki z krzemieniami i czertami oraz margle. Szczegółową stratygrafię ustalono na podstawach mikropaleontologicznych. W makrofaunie pojawiają się inoceramidy. W turonie *Inoceramus lamarcki* Park., a w santonie dolnym — *Inoceramus* cf. *cardisoides* Sow., a w górnym — *Inoceramus* ex. gr. *patoo-tensis* Lor. oraz *Actinocamax verus* Mil. i *Gonioteuthis granulata praegranulata* Naid. Miąższość osadów jest zmienna. Niejednokrotnie występują ślady rozmnożenia.

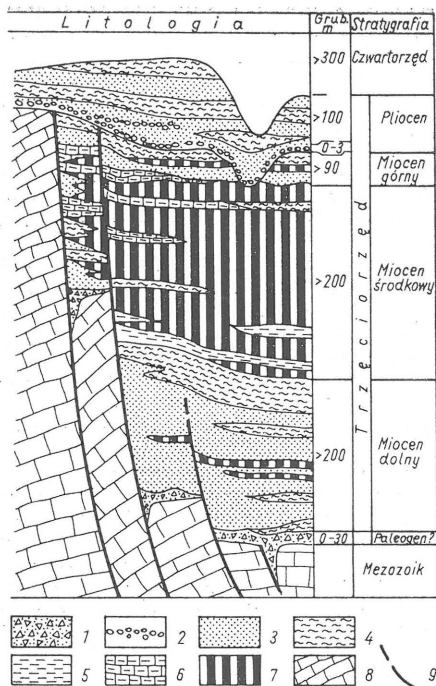
Z kredy górnej najlepiej poznano osady kampanu i mastrychtu, dzięki dobrze mikropaleontologicznie opracowanym profilom wierceń. Z makrofauny w dolnym kampanie rozpoznano formę *Inoceramus* ex gr. *ballicus* Boehm., a w mastrychcie *Belemnitella lanceolata* (Schloth.), *Acanthoscaphites* ex gr. *tridens* (Kner.) i *Inoceramus tegulatus* Hag. Podłoże trzeciorzędowe rowu Bełchatowa i jego otoczenia stanowi kreda i jura a tylko na niewielkim obszarze w okolicy Dębiny — cechszyn.

Szczegółowe badania w rowie Kleszczowa² i jego okolicy podjęto w 1960 r., gdy Zjednoczenie Górnicza Naftowego odwierciło otwór „Bełchatów — Geo 2”, w którym stwierdzono występowanie grubych osadów trzeciorzędowych wraz z pokładami węgla brunatnego o wartości przemysłowej. Następuje szybki rozwój prac geologiczno-poszukiwawczych, a następnie rozpoznawczych. Badania do 1964 r. prowadził Instytut Geologiczny — Zakład Stratygrafii (A. Błaszczewicz, S. Cieśliński, Z. Dąbrowska, L. Karczewski, L. Malinowska); w latach następnych Zjednoczenie Przemysłu Węgla Brunatnego i Elektrowni we Wrocławiu, poprzez Kombinat Geologiczny „Zachód” we Wrocławiu, we współpracy z COBPGO „Poltegor” oraz z wieloma instytucjami. Wyniki badań są tylko częściowo opublikowane (H. Grzybowska-Hac, 1963; J. Kotowski, 1965; A. Nowicki, E. Woźny, 1965; T. Kruszewski, 1966; E. Ponińska, 1966; M. Ziemińska-Tworzydło, 1966; E. Ciuk, M. Piwocki, 1967; A. J. Nowicki, 1967; E. Woźny, 1967; J. Derkacz, 1968; E. Woźny, 1968; A. J. Nowicki, 1971; L. Kossowski, 1974 a, b; E. Ciuk, 1975; Z. Dąbrowska, 1975, 1976, 1978; J. Kopik, 1979). Znaczna część wyników prac badawczych znajduje się w nie opublikowanych materiałach archiwalnych, zwłaszcza w dokumentacjach złożowych oraz orzeczeniach specjalistycznych³.

Główne znaczenie w kształtowaniu się profilu litostratygraficznego osadów trzeciorzędowych miał rozwój struktury zapadliskowej Kleszczowa, w obrębie której osadziły się utwory młodszego trzeciorzędu o dużej miąższości (ryc. 3). Osady trzeciorzędowe poza rowem są bardzo zredukowane. Do osadów paleogenu w rowie Kleszczowa i w jego okolicy zalicza się odwapnioną, zsylikowaną i gliniastą zwietrzelinę oraz rumosze powstałe na skałach mezozoicznych a leżące pod neogenem. Charakter litologiczny serii zwietrzelinowej jest ściśle związany z litologią jej bezpośredniego podłoża. Wiek zwietrzelin nie jest dokładnie ustalony. Przypuszcza się, że powstały one w sprzyjających warunkach klimatycznych paleogenu, a również częściowo w dolnym miocenie. Genezę zwietrzelin można łączyć z rozwojem i przebiegiem denudacji krasowej, która w Polsce środkowej rozwijała się głównie podczas paleogenu i w początkach miocenu (Z. Wójcik, 1974). Miąższość serii zwietrzelinowej wynosi zazwyczaj 2–4 m, a jedynie wzrasta ona do około 30 m w lejach i szczelinach krasowych (ryc. 2).

Główny profil osadów trzeciorzędowych rowu Kleszczowa stanowią utwory neogenu, których pozycję stratygraficzną ustalono na podstawie badań palinologicznych oraz paleozoologicznych. Wiek osadów określono na miocen i częściowo pliocen. Miąż-

² W początkowych etapach badań w okolicy Bełchatowa wykryty rów tektoniczny nazwano „rowem Bełchatowa”. W miarę postępu prac poszukiwawczych wprowadzono dodatkowe nazwy zmieniające nazwę rowu Bełchatowa, na „rów Kleszczowa”, w którym znajduje się całe złoże węgla brunatnego (E. Ciuk, M. Piwocki, 1980). „Rów Kleszczowa” dokładnie lokalizuje tę jednostkę i jest odpowiednikiem „rowu Bełchatowa”.



Ryc. 3. Syntetyczny profil trzeciorzędu rowu Kleszczowa. Według E. Ciuka i M. Piwockiego (1980).

1 — rumosze zwietrzelinowe, 2 — otoczaki, 3 — piaski, 4 — mułki, mułowce, iły, 5 — iłolupki węgliste, 6 — słodkowodne osady wapniste, 7 — węgle brunatne, 8 — wapnienie, margle, 9 — uskoki.

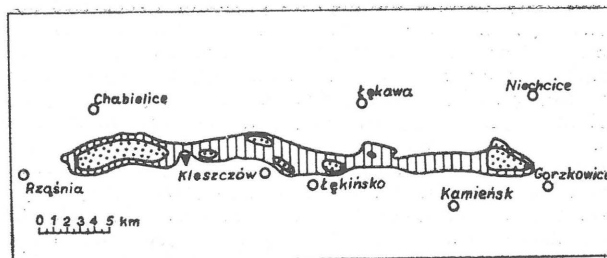
Fig. 3. Synthetic section of the Tertiary in the Kleszczów Trough (after E. Ciuk and M. Piwocki, 1980).

1 — weathering covers, 2 — pebbles, 3 — sands, 4 — silts, siltstones, clays, 5 — coaly clay-shales, 6 — fresh-water calcareous deposits, 7 — brown coals, 8 — limestones, marls, 9 — faults.

szość neogenu w rowie Kleszczowa waha się prze-
ważnie w granicach 120–250 m, ale w najgłębszych
strefach zapadliskowych osiąga około 400 m. Poza
rowem grubość neogenu jest mniejsza i wynosi od
kilku do 30 m. Osady neogenu w rowie Kleszczowa
wykazują trójdzielną litologiczną, wynikającą z
obecności serii węglowej, dzielącej kompleks osado-
wy na część dolną, środkową — węglową i górną
(H. Grzybowska-Hac, 1963; E. Ciuk, M. Piwocki,
1967; A. J. Nowicki, 1967; J. Derkacz, 1968; E. Ciuk,
1975 i inni).

Miocen dolny tworzą osady piaszczysto-ilasto-
mułkowate z warstwami węgla brunatnych, zwany jest
on również serią podwęglową. Miąższość osadów
tego kompleksu waha się od 10–130 m i wynosi
średnio 55 m, a maksymalnie osiąga 270 m. W skła-
dzie litologicznym miocenu dolnego przeważają pia-
ski drobnoziarniste i pylaste, częściowo ilaste. Nie-
które warstwy piasków są mocniej zdiagenezowane
tworząc ławice słabo lub silnie zwięzłych piaskow-
ców kwarcytowych. W miocenie dolnym występują
lokalnie warstewki węgla oraz margliste warstwy
jeziorne, które tworzą większe pokłady w miocenie
środkowym. W górnej części profilu miocenu dol-
nego pojawiają się często iły, mułki i iłolupki wę-
gliste. Badania palinologiczne wskazują, że opisane
osady powstały w miocenie dolnym, istniejące tu
węgle brunatne odpowiadają trzeciemu poziomowi
łużyckiemu. Według M. Ziemińskiej-Tworzydło (1966)
pojawia się w nim licznie (ok. 50%) 4-porowy pyłek
olchy oraz ponad 10% pyłku rodziny *Ulmaceae*, któ-
re są charakterystyczne dla miocenu dolnego. Po-
kład ten w schemacie E. Ciuka (1970) stanowi od-
powiednik III rawickiej grupy pokładów.

Miocen środkowy — seria środkowa — węglowa
obejmuje główny pokład węgla brunatnego wraz z
towarzyszącymi w spagu i stropie cienkimi soczew-
kami węglowymi wśród skał płonnych. Miąższość te-
go poziomu miejscami przekracza 250 m. Główna

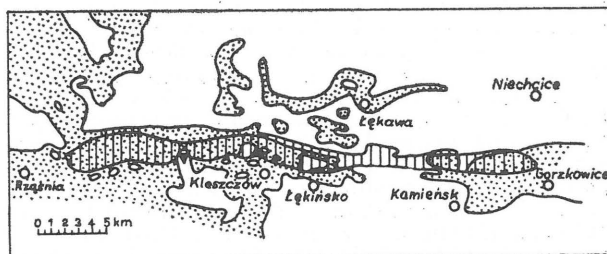


Ryc. 4. Rozmieszczenie jeziornych utworów wapni-
stych na obszarze złoża bełchatowskiego, według E.
Ciuka i M. Piwockiego.

1 — złożę węgla brunatnego, 2 — utwory wapniste, 3 —
wysad solny.

Fig. 4. Distribution of lacustrine calcareous deposits
in the Bełchatów deposit area (according to E. Ciuk
and M. Piwocki).

1 — brown coal deposit, 2 — calcareous rocks, 3 —
salt dome.



Ryc. 5. Rozmieszczenie rumoszy zwietrzelinowych i
otoczków krzemiennych na obszarze złoża bełcha-
towskiego, według E. Ciuka i M. Piwockiego.

1 — złożę węgla brunatnego, 2 — rumosze i otoczek krze-
mienne, 3 — wysad solny.

Fig. 5. Distribution of weathered rock debris and
flint pebbles in the Bełchatów deposit area, accord-
ing to E. Ciuk and M. Piwocki.

1 — brown coal deposit, 2 — regolith and flint pebbles, 3 —
salt dome.

serię węglową tworzy jednolity pokład węgla o śred-
niej grubości dochodzącej do 60 m. Miejscami, szcze-
gólnie w strefach przyuskokowych, rozwarstwia się
ona na cieńsze ławy, rozdzielone skałami płonny-
mi. Węgiel przeławicają iły i mułki zawierające sub-
stancję organiczną, okrucy zwęglonych roślin oraz
dobrze zachowane odciski liści, nasion i owoców.

Ze środkowym zespołem warstw miocenu środko-
wego wiąże się, jak wspomniano wyżej, osady je-
ziorne opisane szczegółowo przez E. Ciuka i M. Pi-
wockiego (1967). Grubość utworów wapnistych do-
chodzi do kilkudziesięciu metrów, głównie przy skar-
pach rowu zbudowanych z wapieni górnojurajskich,
które krasowiejac dostarczały kwaśnego węgla
wapniowego do zbiornika jeziorno-bagiennego, roz-
winiętego w obrębie rowu. W osadach tych wystę-
pują liczne mięczaki słodkowodne i ładowe, małżo-
raczki słodkowodne, szczątki glonów wapiennolub-
nych oraz szczątki roślin wodnych.

Według E. Woźnego (1968) w spagowej warstwie
osadów wapiennych występuje prawie wyłącznie
fauna słodkowodna, ale ku stropowi udział form je-
ziornych zmniejsza się na rzecz gatunków lądowych.
W głównym pokładzie węgla brunatnego I. Grabow-
ska, L. Jakubowska i J. Mamczar wyróżniły 5 po-
ziomów pyłkowych. Udział pyłku *Tricolpopollenites
henrici* (R. Potonié) Thomson et Pflug według M.
Ziemińskiej-Tworzydło (1966) dowodzi, że jest to
miocen środkowy, odpowiadający dolnej części 2 po-
kładu lużyckiego. E. Woźny (1968) na podstawie
fauny mięczaków osady wapniste serii węglowej lo-
kalizuje na pograniczu helwetu i tortonu, czyli w
niższej części badenianu w obecnym podziale straty-
graficznym miocenu Paratetydy. W badaniach E. Ciu-
ka (1973) osady środkowomiocenne złoża bełcha-
towskiego stanowią odpowiednik warstw ścinawskich
z II ścinawską grupą pokładów węglowych.

Miocen górny w rowie Kleszczowa nazywany jest często serią nadwęglową lub serią górną i dzieli się na dwa kompleksy rozgraniczone powierzchnią erozyjną. Różnią się one między sobą cechami litologicznymi (ryc. 3). Poniżej powierzchni erozyjnej, podkreślonej obecnością rumoszu krzemieni i odwapnionych skał podłoża, spoczywają osady ilasto-mułkowe piaszczyste z cienkimi pokładami węgla brunatnego. W niższej części kompleksu górnego stwierdzono obecność utworów wapnistych w postaci cienkich wkładek wapieni jeziornych, gytii oraz iłów i piaszków wapnistych. Grubość tej serii osiąga 95 m, miejscami jest ona całkowicie zerodowana.

Według badań palinologicznych M. Ziemińskiej-Tworzydło (1966) osady dolnego kompleksu mają spektrum sporo-pyłkowe charakterystyczne dla miocenu górnego. W niektórych jednak miejscach obraz palinologiczny pozwalał osady te uważać za pliocen. Z badań E. Ciuka (1975) wynika, że osady leżące poniżej powierzchni erozyjnej należą do miocenu górnego i są odpowiednikiem warstw adamowskich, środkowopolskich i poznańskich dolnych z obszaru Niżu Polskiego.

Strop osadów miocenu górnego i miejscami również środkowego ścięty jest niezgodnie powierzchnią erozyjną na znacznym obszarze rowu Kleszczowa, z wyjątkiem obszaru, gdzie działała późniejsza erozja czwartorzędowa. Powierzchnie te na poziomie 60—140 m n.p.m. wyraźnie wyznacza warstwa otoczków krzemiennych i skał lokalnych — głównie jurajskich przemieszanych z piaskiem, sięgająca do 3 m miąższości. W niektórych miejscach skały te są spojone substancją krzemionkowo-żelazistą i mają charakter zlepieńców lub brekcji. Na obrzeżeniu rowu, zwłaszcza w jego południowej części, warstwa otoczków zalega często z najniższą pokrywą rumoszów zwietrzelinowych mających zbliżony skład petrograficzny (ryc. 5). Ponad warstwą otoczków spoczywa wyższa część kompleksu górnego (ryc. 3). Są to piaski kwarcowe, drobno- i średnioziarniste, rzadziej gruboziarniste oraz iły piaszczyste. W obrębie tych osadów występują soczewy żwirów kwarcowych i krzemiennych oraz otoczków krzemiennych i zsylikowanych skał lokalnych. Grubość opisanych utworów wynosi przeciętnie 50 m, sięgając maksymalnie 105 m.

Osady kompleksu górnego występują nie tylko w rowie Kleszczowa, lecz pokrywają otaczający go obszar i zaliczone były przez E. Ciuka i M. Piwockiego (1967), A. J. Nowickiego (1971) oraz E. Ciuka (1975) do pliocenu. Wiek osadów tej serii, ze względu na brak w niej szczątków organicznych, jest dyskusyjny. Między innymi L. Kossowski (1974 a, b) na podstawie różnic granulometrycznych i petrograficznych uważa, że są to najniższe warstwy czwartorzędu.

Powyższe rozważania litostratygraficzne E. Ciuk i M. Piwocki (1980) kończą ogólnymi uwagami o przebiegu procesów sedymentacyjnych w trzeciorzędzie na tle skomplikowanej struktury zapadliskowej. W pierwszej fazie sedymentacji nastąpiła dość szybka subsydencja dna rowu, tworząc płytki zbiornik wypełniany się osadami początkowo piaszczystymi, a następnie mułkowymi i ilastymi. Na płycznach w sprzyjających warunkach tworzą się niegrube warstwy węgla brunatnego. Okres szybkiej akumulacji przypada na miocen dolny. W drugiej fazie, tj. w miocenie środkowym, dno rowu obniża się wolniej i zbiornik jeziorny stopniowo staje się obszarem bagienным. Następuje akumulacja węglowodórnych pokładów torfu przerywana okresami wzmożonego osiadania, w czasie których zwiększa się dopływ materiału terygenicznego tworzącego wśród serii węglowej przerosty pływne. W niektórych rejonach zbiornika osadzają się gytie i iły wapniste.

Pod koniec akumulacji głównego pokładu węgla następuje okres silniejszej subsydencji. Pokład węgla w górnej części, w wielu miejscach przewarstwiają piaski akumulowane w czasie przerw w sedymentacji materiału fitogenicznego. Na obszarze rowu, pod koniec miocenu środkowego i w miocenie

górnym, osadzają się utwory klastyczne. We wschodniej części zapadliska, po powstaniu torfu, powstają iłolupki węgliste, akumulowane w spokojnym zbiorniku jeziornym, o niewielkim przepływie wód.

Na przełomie miocenu górnego i pliocenu podniesienie obszaru i okres silnej erozji doprowadził do częściowego zniszczenia osadów miocenu górnego i środkowego. W kolejnej fazie osiadania dna rowu nastąpiła akumulacja warstwy otoczków krzemieni odwapnionych skał podłoża znoszonych od południa z odsłonięć skał mezozoicznych. W schyłkowym etapie pliocenu zaczynają osadzać się piaski, mułki i iły; których akumulacja trwa nadal w najstarszym czwartorzędzie.

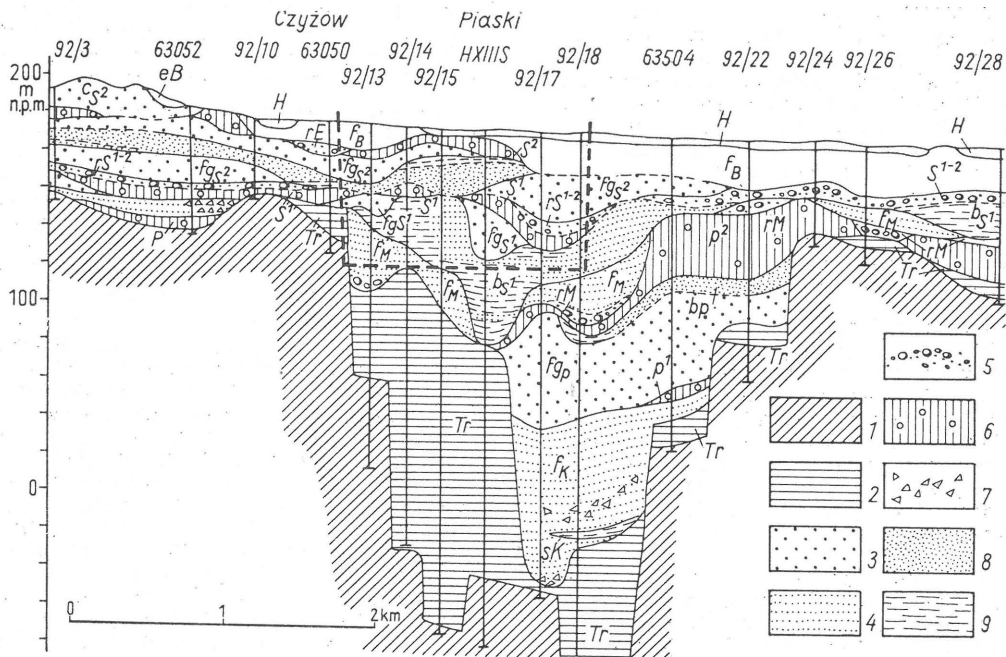
Badania czwartorzędu rejonu Bełchatowa mają około 50-letnią historię. Uczestniczył w nich J. Premik (1924, 1930, 1932), J. Lewiński (1928, 1929), K. Piech (1930, 1932), a po II wojnie światowej I. Jurkiewiczowa (1952, 1962), A. Dylikowa (1952, 1958), J. Dylik (1953, 1961, 1963), K. Balińska-Wuttke (1960, 1965) i liczni geolodzy i geomorfolodzy z różnych środowisk naukowych. W grupie tej znajdują się pracownicy Instytutu Geologicznego, którzy w 1964 r. podjęli szczegółowe zdjęcie geologiczne, inżyniersko-geologiczne i hydrogeologiczne. Pod kierunkiem J. Bażyńskiego zestawiono tzw. Regionalne opracowanie geologiczne B.O.P. Prace te, prowadzone bezpośrednio dla rozpoznania złoża węgla brunatnego i równoległe z badaniami trzeciorzędu i podłoża mezozoicznego, dały ogromny materiał dla poznania budowy czwartorzędu i wysunięcia hipotezy na temat najnowszych ruchów tektonicznych oraz zagadnień rzeźby kopalnej. Wyniki tych badań zostały częściowo tylko opublikowane (1971). Są to oprócz map szczegółowych obszernie artykuły: M. D. Baranieckiej, Z. Janczyk-Kopikowej, A. Małowskiej, J. Rzechowskiego, Z. Sarnackiej, S. Skompskiego.

W profilu czwartorzędu wyróżniono następujące jednostki³ stratygraficzne: preglacjał, interglacjał kromerski, zlodowacenie południowopolskie (krakowskie), interglacjał mazowiecki, zlodowacenie środkowopolskie, interglacjał eemski, zlodowacenie bałtyckie (Vistulian, północnopolskie) oraz holocen (ryc. 6). Osady najstarszego czwartorzędu (tzw. preglacjał) rozpoznano najlepiej w okolicy Chabielic, gdzie mają one 10—15 m miąższości. Są to osady rzeczne akumulowane w 2 cyklach i odpowiadające cyklom C i D, opisanym przez J. Lewińskiego (1928). W stropie osadów rzecznych występują mułki o cechach rzeczno-jeziornych. W południowej i wschodniej części obszaru zaznaczyła się w profilu najniższego czwartorzędu luka stratygraficzna świadcząca o długim etapie erozji.

Wspomniany okres erozji i związanej z nią denudacji objął również interglacjał kromerski, w czasie którego ożywiły się ruchy tektoniczne, powodujące powstanie rowu w Woli Grzymaliny, przebiegającego ukośnie do rowu Kleszczowa. Powstały rów przyczynił się do ożywienia krasu i umiejscowienia się dolin rzecznych.

Miąższość osadów rzecznych w rowie Woli Grzymaliny sięga do 247 m. Nazwane one zostały serią grzymalińską (M. D. Baraniecka, Z. Sarnacka, 1971), zaliczoną do interglacjału kromerskiego. Tworzą ją piaski ze żwirami, z kilkoma poziomami okruców lokalnych skał mezozoicznych i rumoszu krzemiennego oraz wkładek spływowych materiału trzeciorzędowego. W stropie serii grzymalińskiej oraz poza rowem tektonicznym, bezpośrednio na skałach mezozoicznych i trzeciorzędzie leżą gliny zwałowe zlodowacenia południowopolskiego. W wyniku badań petrograficznych (frakcji 0.5—1.0 cm) gliny zwałowe zaliczono do dwu stadiów: dolnego i górnego, a w stadiu górnym wyróżniono dwie fazy (J. Rzechowski, 1971). Pokłady gliny przedzielone są osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi. Najpełniejszy profil, w okolicy Woli Grzymaliny, przekracza nieco 100 m. Grubsze pokłady glin zwałowych występują

³ Wszystkie nazwy i opisy jednostek stratygraficznych podano w artykule według opracowania M. D. Baranieckiej (1980).



Ryc. 6. Przekrój geologiczny przez osady czwartorzędowe koło wsi Piaski (linia 92), według D. M. Baranieckiej.

Fig. 6. Geological section through Quaternary deposits in the vicinity of Piaski village, line 92 (after D. M. Baraniecka).

Tr — trzeciorzęd, K — interglacjał kromerski, P, P¹, P² — zlodowacenie południowopolskie, M — interglacjał mazowiecki, S¹ — zlodowacenie środkowopolskie, stadiał maksymalny, S^{1.2} — interstadiał Pilicy, S² — stadiał Warty, B — zlodowacenie północnopolskie (Vistulian), H — holocen, f — osady rzeczne, fg — fluwioglacjalne, r — rezydualne, b — zastoiskowe, s — spływowe, c — moren czołowych. 1 — skały podłoża mezozoicznego, 2 — osady trzeciorzędowe, 3 — piaski różnej genezy, 4 — piaski i żwir, 5 — bruki, 6 — gliny zwałowe, 7 — rumosze, 8 — piaski (i mulki) zastoiskowe, 9 — ily i mulki zastoiskowe. Linia przerywana oznacza przybliżony zarys wyeksploatowanej części osadów.

Tr — Tertiary, K — Cromerian Interglacial, P, P¹, P² — South-Polish Glaciation, M — Masovian Interglacial, S¹ — Mid-Polish Glaciation, maximum stadial, S^{1.2} — Pilica Interstadial, S² — Warta stadial, B — North-Polish (Vistulian) Glaciation, H — Holocene, deposits: f — fluvial, fg — fluvioglacial, r — residual, b — ice-dammed-lake, s — slope, c — front moraine. 1 — Mesozoic bedrock, 2 — Tertiary deposits, 3 — sands of different origin, 4 — sands and gravels, 5 — pavements, 6 — tills, 7 — regolith, 8 — ice-dammed-lake sands (and clays), 9 — ice-dammed-lake clays and silts. A part of deposits removed in connection with construction of the opencut mine is marked with broken line.

przeważnie w strefach brzeżnych rowu, tj. tam, gdzie nie uległy one zniszczeniu podczas tworzenia się doliny w interglacjał mazowieckim.

Okres interglacjału mazowieckiego cechuje intensywna erozja, w czasie której w strefie rowów tektonicznych powstała dolina rzeczna (ryc. 6), nazwana ruszczyńską. W dolinie tej osady rzeczne w okolicy Ruszczyń-Piaski osiągają 45 m grubości, a w Karolewie 90 m. Powstały one w dwu cyklach sedymentacyjnych. Piaski ze żwirem i piaski gruboziarniste znajdują się w spągu, a w stropie materiał drobniejszy, nawet mulki piaszczyste (ryc. 7).

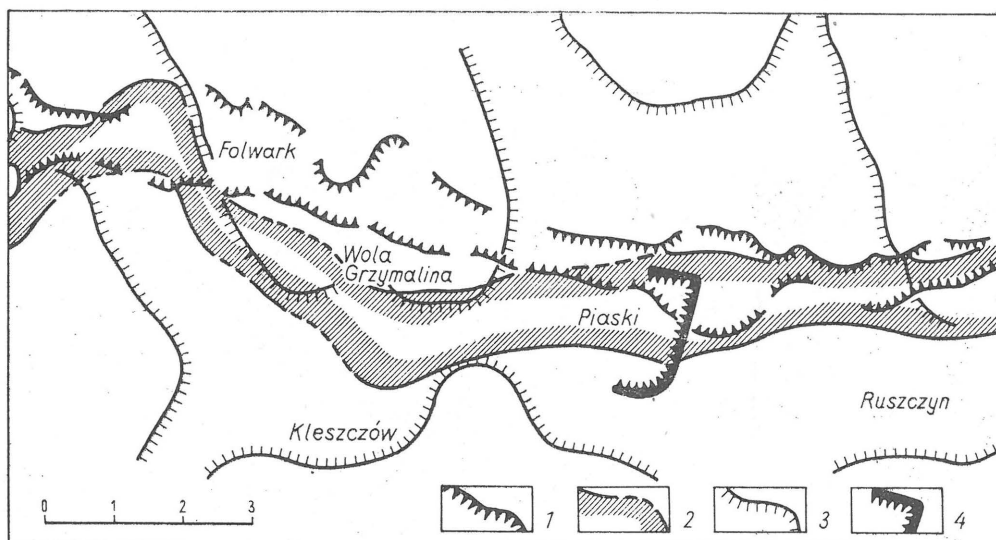
W dorzeczu Widawki znane są również torfy i gytie jeziorne z wkładkami mulków, które powstały prawdopodobnie w starorzeczach. Miąższość ich w Podwinku i Aleksandrowie osiąga 15 m. Oba stanowiska leżą w strefie rowów tektonicznych, lecz poza główną osią doliny ruszczyńskiej. Badania palinologiczne Z. Janczyk-Kopikowej (1971) z Aleksandrowa wykazały występowanie *Azolla filiculoides*, co pozwala datować powstanie tej warstwy na okres interglacjału mazowieckiego. Poza wymienionymi stanowiskami S. Skompski (1971) znalazł w Radziechowicach i Kolonii Dubidze pokłady torfu, których badania palinologiczne przeprowadzone przez Z. Borówko-Dłużakową (1980) uzupełniły listę flory interglacjału mazowieckiego. Ze schyłkiem okresu międzylodowcowego następuje zanik ruchów tektonicznych, a w istniejących lokalnych zapadliskach w Aleksandrowie i Folwarku gromadzą się znacznej miąższości (do około 70 m) osady zastoiskowe związane z transgresją lądolodu (ryc. 8).

W profilu osadów zlodowacenia środkowopolskiego wyróżniono utwory dwu stadiałów — maksymalnego i Warty (mazowiecko-podlaskiego) i dzielącego je interstadiału. W spągu stadiału maksymalnego występują osady zastoiskowe i wodnolodowcowe, które przykrywa glina zwałowa o miąższości około 20 m,

w najgrubszych odcinkach do 40 m. Osady interstadialne składają się z piasków i piasków ze żwirami wraz z pojedynczymi głazami. Warstwa ta powstała w wyniku akumulacji rzecznotłowodowej, w której stropie leżą ily i mulki zastoiskowe z okresu transgresji stadiału warty. Łądolód warty pokrył północną i środkową część dorzecza Widawki tworząc tzw. „łob Widawki” (M. D. Domosławska-Baraniecka, S. Skompski, 1967; M. D. Baraniecka, 1971 a). Maksymalny zasięg lądolodu przebiegał koło Działoszyna i Kamińska omijając Radomsko, ale pokrywając okolice Piotrkowa Trybunalskiego.

Skład petrograficzny glin zwałowych obu stadiałów (J. Rzechowski, 1971) wskazuje na dość wyraźne różnice składu między obu poziomami. W czasie deglacjacji „łobu Widawki” powstały różne osady i formy marginalne, a więc moreny czołowe — akumulacyjne i spiętrzone, ozy, kemy, tarasy kemowe i lokalne sandry, a także formy wytopiskowe. Dominują one w obecnej budowie geologicznej środkowej części dorzecza Widawki. Ze stadiałem warty wiążą się też osady przedpola na obszarze doliny Warty, na której wyróżniono strefy denudacyjne, sandry i doliny odpływowe (T. Krzemiński, 1968; S. Skompski, 1971).

Ogólne elementy morfologii powstałej w wyniku deglacjacji terenu stały się tłem, na którym rozwinęły się osady młodsze: eemskie, zlodowacenia bałtyckiego i holocenu. Obecnie znanych jest kilkadziesiąt stanowisk eemskich osadów jeziornych (J. Premik i K. Piech, 1930, 1932; I. Jurkiewiczowa, 1952, 1961; oraz liczne rozpoznane w czasie ostatniego okresu badań). Stanowiska te grupują się w dwu strefach, a mianowicie w obecnej dolinie Widawki (Szczerców i stanowisko sąsiednie) oraz w strefie kopalnego rowu tektonicznego Kleszczowa, między Józefiną na zachodzie a Szpinalowem na wschodzie. Kilka profili zostało zbadanych metodą pyłkową przez Z. Janczyk-Kopikową (1980).

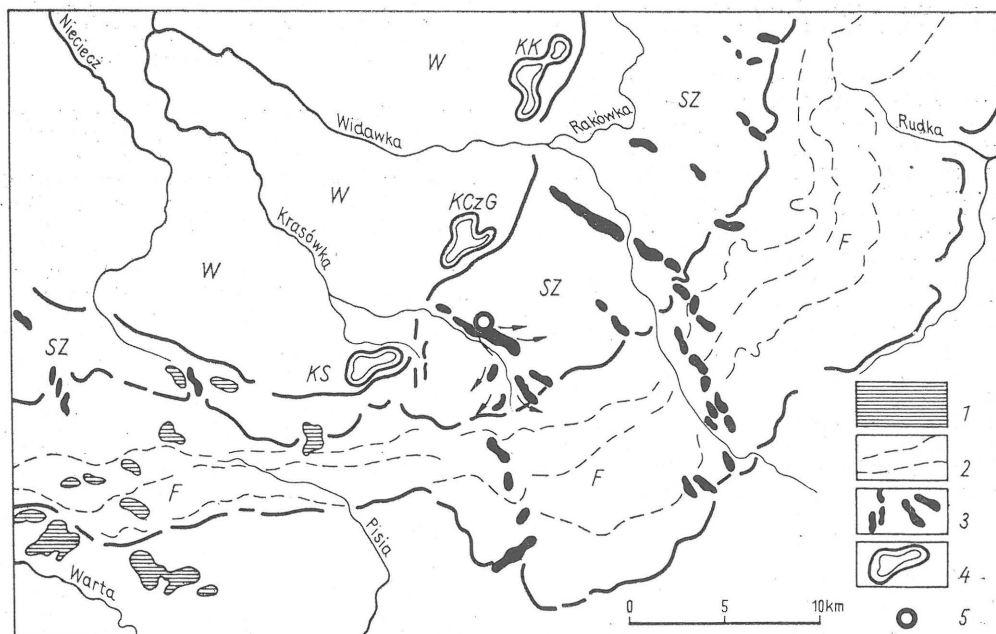


Ryc. 7. Rozmieszczenie kopalnych dolin rzecznych w strefie rowu tektonicznego Kleszczowa, według D. M. Baranieckiej.

1 — dolina grzymalińska, 2 — dolina ruszczyńska, 3 — strefy objęte erozją i akumulacją w interstadiale Pilicy, 4 — zarys odkrywkii.

Fig. 7. Distribution of ancient river valleys in the tectonic Kleszczów Trough zone according to D. M. Baraniecka.

1 — Grzymalin valley, 2 — Ruszczyn valley, 3 — zones effected by erosion and accumulation in the Pilica Interstadial, 4 — contour of open-cut mine.



Ryc. 8. Schemat rozmieszczenia obszarów i stref deglacjacji lobu Widałki, według D. M. Baranieckiej.

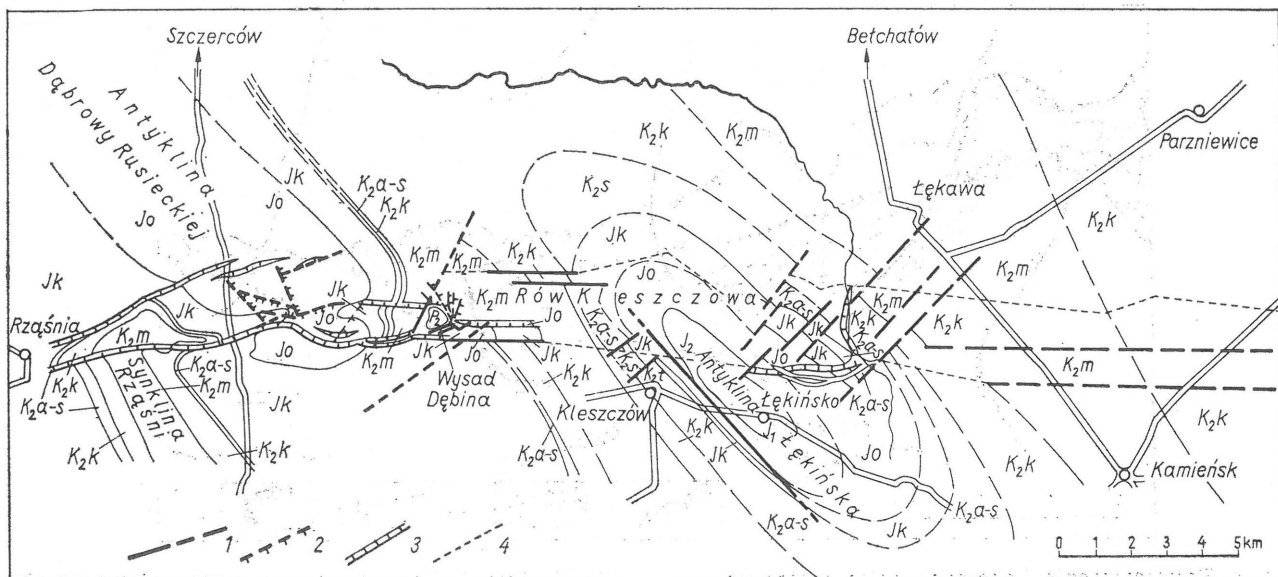
F — obszar deglacjacji frontalnej, SZ — strefa szczelinowego spekania lądolodu, W — strefa bryłowego rozpadu lądolodu i strefa wytłopiskowa, KK — zespół kemów Kurnose, KCzG — zespół kemów Czubatej Góry, KS — zespół kemów Stanisławowa. 1 — wychodnie mezozoiku w obszarze marginalnym stadiału warty, 2 — etapy recesji frontalnej lądolodu, 3 — ozy, 4 — zespoły kemów, 5 — punkt wycieczkowy. W rejonie ozu Antoniówki strzałkami oznaczono kierunki przepływu wód akumulujących osady form szczelinowych.

Fig. 8. Scheme of distribution of Widawka lobe deglaciation areas and zones according to D. M. Baraniecka.

F — area of frontal deglaciation, SZ — zone of crevasse breaking of icesheet, W — zone of block desintegration and melting of icesheet, KK — Kurnose kame group, KCzG — Czubata Góra kame group, KS — Stanisławów kame group. 1 — outcrops of Mesozoic in marginal area of the Warta stadial, 2 — stages of frontal recession of icesheet, 3 — eskers, 4 — kame groups, 5 — excursion point. In the Antoniówka esker area, arrows indicate directions of flow of water accumulating fissure form deposits.

Znaczne obszary w dorzeczu Widałki zajmują osady rzeczne — piaski i piaski ze żwirami, akumulowane w czasie zlodowacenia bałtyckiego. W dolinie Widałki rozpoznano dwa tarasy. Wyższy — akumulowany w okresie maksymalnego rozwoju zlodowacenia bałtyckiego — kończy się u schyłku fazy Böllingu, tj. gdy nastąpiło rozcięcie erozyjne i powstanie niższego tarasu. Akumulacja tarasu niższego trwała od starszego Dryasu do połowy Allerödu, tj. do czasu rozcięcia erozyjnego wąskich dolin i początku tworzenia się osadów holocenich (ryc. 8).

Warunki klimatyczne i hydrograficzne w czasie zlodowacenia bałtyckiego spowodowały transport powierzchniowy i stokowy osadów, a także powstanie charakterystycznych struktur i form periglacialnych związanych z istnieniem wiecznej marzłoci. Zostały one szczegółowo rozpoznane głównie przez zespoły Uniwersytetu Łódzkiego pod kierunkiem J. Dylika J. Dylik, 1961, 1967; A. Dylikowa, 1967; H. Klatkowska, 1965; J. Goździk, 1973 i in.), dzięki którym wyróżniono kilka poziomów osadów wraz z warstwami zawierającymi szczątki organiczne i gleby kopalne.



Ryc. 9. Mapa geologiczna rejonu Bełchatowa, według Z. Dąbrowskiej.

1 — granice stratygraficzne, 2 — uskoki, 3 — granice rowu, 4 — hipotetyczne granice rowu. P₂ — perm — cechsztyń, Jo — jura górna — oksford, JK — jura górna — kimeryd, K_{2a-s} — kreda górna — alb-santon, K_{2t} — kreda górna — turon, K_{2k} — kreda górna — kampan, K_{2m} — kreda górna — mastrycht.

Ze schyłku zlodowacenia bałtyckiego pochodzą pokrywy piasków eolicznych i wydmy, których geneza wiąże się z przewiewaniami piasków wyższego tarasu, a częściowo wywianiem na obszary pozadołinne. Znane są one na wysoczyznach w różnej sytuacji morfologicznej. Według A. Dylikowej (1958, 1967) akumulacja odbywała się w dwu fazach, a więc we właściwej fazie wydymowej, kończącej się w starszym Dryasie oraz w fazie przekształcania się wydym w młodszym Dryasie. Między tymi fazami, w Allerödie wydmy starsze zostały częściowo utrwalone. Gleba tego wieku znana jest m. in. z wydmy Nowy Świat koło Bełchatowa, z Rogowca i Stanisławowa (B. Manikowska, 1968, 1977). Najniższe części dolin rzecznych — tarasy zalewowe, dna małych dolinek oraz zagłębienia pokryte są przez piaski, namuły, torfy o miąższości kilku metrów. Są to osady holocenu, które zamykają profil stratygraficzny okolic Bełchatowa, zaczynający się od cechsztynu.

TEKTONIKA

Już z pierwszych zdjęć grawimetrycznych wykonanych pod kierunkiem S. Pawłowskiego w 1951 r. wynikało, że główną przyczyną występujących w rejonie Bełchatowa licznych lokalnych anomalii siły ciężkości (na przemian dodatnich i ujemnych), mających kierunek dłuższy osi NW-SE względnie NWW-SEE jest znaczny kontrast gęstości między utworami kredy środkowej i górnej a ich podłożem jurajskim lub starszym. Anomalie dodatnie są często oddzielone od ujemnych strefami dużego poziomego gradientu siły ciężkości, związanego z uskokami. Taką strefę na północ od Łękińska — Pytowie S. Pawłowski wiązał ze stopniem wyniesionych od południa mas ciężkich.

W wyniku przeprowadzonych zdjęć i badań geofizycznych przez Państwowe Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych (K. Mrozek, J. Żytka i in.) oraz Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych (A. Kozera i in.) stwierdzono, że istniejący pas anomalii ujemnych wynika z istnienia strefy uskokuwej w podłożu mezozoiku i powstałego przy niej rowu tektonicznego z dużymi pokładami węgla brunatnego, powodującego duży niedobór mas (A. Dąbrowski, 1980).

Strefa rowu Kleszczowa, w obrębie której leży złożo węgla brunatnego, tworzy wąską i kilkadziesiąt kilometrów długą strukturę tektoniczną o kie-

Fig. 9. Geological map of the Bełchatów region (after Z. Dąbrowska).

1 — stratigraphic boundaries, 2 — faults, 3 — trough boundaries, 4 — hypothetical trough boundaries. P₂ — Permian — Zechstein, Jo — Upper Jurassic — Oxfordian, JK — Upper Jurassic — Kimmeridgian, K_{2a-s} — Upper Cretaceous — Albian-Santonian, K_{2t} — Upper Cretaceous — Turonian, K_{2k} — Upper Cretaceous — Coniacian, K_{2m} — Upper Cretaceous — Maestrichtian.

runku W-E i zajmuje położenie poprzeczne w stosunku do dwóch głównych jednostek geologiczno-strukturalnych: synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego i monokliny przedsudeckiej (ryc. 1). Na wschodzie sięga ona w rejon północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, z którymi niewątpliwie ma wiele wspólnych założeń tektonicznych, tkwiących w kierunkach warwencyjskich istniejących w podłożu podmezozoicznym, a ciągnących się w kierunku północno-zachodnim (E. Ciuk, 1980).

Już w pierwszym etapie badań S. Cieśliński i Z. Dąbrowska (1968) rozpoznali, że w podłożu trzeciorzędowym zarysowują się jurajskie struktury antyklinalne o przebiegu osi NW-SE, rozdzielone synklinami kredowymi o podobnym przebiegu. Antykliny te zostały pocięte uskokami różnego wieku, co doprowadziło do powstania wielu elementów tektoniki zębowej, ujawniających się zwłaszcza na wschodnich skrzydłach antyklin. Na przełomie oligocenu i miocenu zaczął powstawać rów trzeciorzędowy i odnawiając stare równoleżnikowe kierunki uskokuw przeciął istniejące struktury. Jednym z głównych elementów we wschodniej części rowu jest antyklinale Łękińska, o długości około 12 km. Jądro tej antykliny tworzą osady jury dolnej — serii olewińskiej, wielunińskiej i ciechocińskiej, a według analizy megasporowej jest to lias górny — toars. To liasowe jądro otaczają osady jury środkowej — bajosu (kujawu), batonu i keloweju. Zewnętrzne skrzydła antykliny budują osady jury górnej, oksfordu środkowego i górnego oraz kimerydu dolnego. Antyklinę obrzeżają osady kredy — albu — kampanu. Antyklinale Łękińska jest asymetryczna, jej skrzydło SW zostało zaburzone tektonicznie. Przebiega tam równoległe do osi struktury uskoku odwrócony, na którym pod osadami batonu stwierdzono utwory keloweju. Od strony NE antyklinale Łękińska jest poprzecinana licznymi uskokami prostopadłymi do osi struktury, zapewne wieku laramińskiego. Uskoki te powodują duże przesunięcia obszarów poszczególnych pięter jury w obrębie antykliny (ryc. 9).

Dalej ku zachodowi, oddzielona synkliną kredową z mastrychtem w osi, znajduje się druga antyklinale rowu bełchatowskiego, jest to rozległa antyklinale Dąbrowy Rusieckiej, której jądro zbudowane jest z osadów jury środkowej — leży daleko na NW, poza obrębem rowu. Na obszarze rowu bełchatowskie-

go i jego najbliższego otoczenia występują osady jury górnej. W osiowej części antykliny są to osady oksfordu dolnego (?), środkowego oraz dolnej części górnego, otoczone, z charakterystyczną asymetrią, utworami kimerydu dolnego. Na obszarze rowu układ warstw jest zaburzony tektonicznie. Od zachodu w antyklinę Dąbrowy Rusieckiej wciną się synklina kredowa o podobnym przebiegu osi z masyfem w jądrze. Synklina ta, dawniej zwana rowem Rzaśni, została rozpoznana wierceniami w ostatnim okresie badań.

Na wschodnim brzegu antykliny Dąbrowy Rusieckiej, wewnątrz rowu, znajduje się wysad soli cechsztyńskiej Dębiny odkryty przez Z. Dąbrowską (1975, 1978), powodujący wiele uskoków. Z wysadem od SE kontaktują utwory kimerydu, z pozostałych stron — masyfem. Powierzchnię jego o rozmiarach 650 m (N-S) i 550 m (W-E) przykrywa częściowo trzeciorzęd, a następnie czwartorzęd.

Powstanie wysadu cechsztyńskiego jest szerzej przedstawione przez Z. Dąbrowską (1965, 1968, 1970, 1971⁴, 1975, 1976) oraz E. Ciuka (1973, 1980). Z. Dąbrowska zwraca uwagę, że wysad solny Dębiny jest najbardziej ku S wysuniętym wysadem soli cechsztyńskich, nie tylko w Polsce, ale i Europie. Występuje on na obszarze o tektonice blokowo-plak-antyklinalnej w strefie osłabień tektonicznych. E. Ciuk przypuszcza, że powstanie antyklinalnego wyniesienia rejonu Łękińska, Zakrzewia Wielkiego i Rzejowic wiąże się z halotektoniczną działalnością, która uwzwnętrzniała się także z końcem pliocenu i początkiem czwartorzędu wydzwignięciem małego wysadu solnego w okolicy Dębiny. Jego lokalizacja przypada w miejscu osłabionej spójności górotworu mezozoicznego, na strefę krzyżowania się dyslokacji dysjunktywnych dwóch kierunków tektonicznych — laramijskiego (NW-SE) i alpejskiego (W-E). Ruchy tektoniczne fazy attyckiej, a może jeszcze młodszych — rodanickiej lub walachijskiej, orogenezy alpejskiej spotęgowały uruchomienie cechsztyńskich mas solnych wyciskając je na powierzchnię podczwartorzędową.

Zagadnienie to według E. Ciuka (1980) odmiennie oświetla L. Kossowski (1974), przyjmując halotektoniczną hipotezę genezy struktury rowu Kleszczowa. Geolog ten uważa, że tego typu rowy istnieją nad poduszkami solnymi, w przegubach antyklinalnych, powstających pod ich wpływem. L. Kossowski przyjmuje, że ewolucja struktury solnej, dającej początek elementowi tektonicznemu, jakim jest rów Kleszczowa, nastąpiła w fazie sawskiej lub nieco wcześniej. Powstanie poduszki solnej na tym obszarze oraz jej wzrost ku górze wywołane zostały prawdopodobnie występowaniem w podłożu podcechsztyńskim progu morfologicznego, związanego z pogrzebanymi waryscyjskimi strukturami Gór Świętokrzyskich. Antyklinalne (brachyantyklinalne?) fałdy o kierunku NW-SE, powstałe w czasie laramijskiej fazy ruchów (A. Błaszkiewicz, S. Cieśliński i inni, 1964) uległy przypuszczalnie w paleogene silnej erozji, odsłaniając w jądrach antyklin utworów jurajskich, z liasem włącznie.

Zagadnieniem tektoniki w czasie trzeciorzędu, mającym dominujące znaczenie dla poznania genezy i ewolucji rowu bełchatowskiego, zajmowało się kilku geologów (S. Biernat, 1968; L. Kossowski, 1974 i inni); podsumowanie długotrwałej dyskusji i oświetlenie dotychczasowych poglądów przedstawia w syntetycznym opracowaniu E. Ciuk (1980), którego rozważania w skrócie są następujące:

Ukształtowana w wyniku górotwórczych ruchów laramijskich mezozoiczna powierzchnia rejonu bełchatowskiego uległa bardzo silnej penepłenizacji, w wyniku której zniszczona została całkowicie pokrywa kredowa w zachodnich i południowo-zachodnich obszarach tego rejonu. Penepłenizacja trwała zapewne przez cały paleogen, gdyż dotychczas nie znaleziono w rejonie bełchatowskim osadów paleoceńskich i eo-

1965 — Dokumentacja otworu wiertniczego Dębina IG 1 (do głęb. 500 m) zatwierdzonego w czerwcu 1965 r.

1968 — Kwart. Geol. nr 2.

1970 — Odczyt w PTG pt.: „Wybrane zagadnienia z geologii Bełchatowa”.

1971 — Referat na posiedzeniu naukowym Zakładu Straty-

grafii IG. pt.: „Jura górna i cechsztyń w rowie bełchatow-

skim”.

ceńskich, a nawet nie zachowały się ślady z okresu ewentualnego zasięgu zalewu morza górnooligocen-
skiego. Względna stabilizacja górotworu mezozoicz-
nego i głębiej leżącego po zaniku ruchów laramij-
skich nie trwała długo. Młodsze ruchy górotwórcze
orogenezy alpejskiej związane są niewątpliwie z ge-
nezą rowu Kleszczowa, o przebiegu równoleżniko-
wym, a więc odmiennie od kierunku waryscyjskiego,
o maksymalnej głębokości prawie 500 m. Strefa
rowu Kleszczowa znajduje niewątpliwie powiązania
genetyczne i czasowe z tektoniką obszarów sąsied-
nich (Wielunia, Radomska). Siły rozciągające, działa-
jące na górotwór, spowodowały w rowie dodatkowe,
równoległe spękania i obniżenia w formie wąskich
(do ok. 300 m), drugorzędnych zrębów, w obrębie któ-
rych miąższość węgla brunatnego przekracza 200 m.
Te drugorzędne zręby, z których największy i naj-
bardziej charakterystyczny jest zręb południowy,
powstały jednocześnie bądź nieco później, w porów-
naniu z tworzeniem się głównej struktury Kleszczo-
wa. Ponadto liczne, drobne i większe zaburzenia dys-
junktywne, o kierunkach SW-NE, NW-SE, W-E lub
zbliżone do nich, rozpoznane zarówno w podłożu
podkenozoicznym w strefie rowu, w złożu węgla, jak
i na obszarach przyległych, dopełniają skompliko-
wanego obrazu tektoniki.

Zjawiska związane z powstaniem i rozwojem ro-
wu Kleszczowa miały wielki wpływ na warunki se-
dymentacji osadów w nim powstających, w tym tak-
że węgla brunatnego. Jak wynika z wszechstronnej
analizy rów ulegał w czasie swego kenozoicznego ist-
nienia stałym, lecz nierównym i nierytmicznym ob-
niżeniom. Rozwój tektoniczny jest przez E. Ciuka
(1980) szczegółowo omówiony, a w skrócie przedsta-
wia się on następująco:

Pierwsza faza przypada na schyłek oligocenu —
miocenu dolnego i wiąże się z utworzeniem głów-
nych równoleżnikowych zarysów rowu i systemu
spękań w jego strefie oraz z dość gwałtownym za-
padaniem się dna. Obniżanie się dna w tej fazie
było nierównomierne, o czym świadczy bardzo
zmienna miąższość osadów podwęglowych oraz ich
charakter litologiczny.

Druga faza — środkowomiocenska, w czasie któ-
rej utworzył się gruby jednolity pokład węgla bru-
natnego. Powstanie jego było uwarunkowane wielu
czynnikami, wśród których główną rolę spełniła dzia-
łalność tektoniczna i erozja. Niewielkie przerwy w
systematycznym gromadzeniu się masy roślinnej,
akumulacji wkładów lub warstw materiału teryge-
nicznego powodowane były powolniejszym lub szyb-
szym obniżaniem się dna rowu i okresowym zala-
aniem torfowiska wodą lub przepływającymi na jego
powierzchni strugami.

Trzecia faza — górnomiocenska; po utworzeniu
się serii węglowej strefa rowu uległa dalszemu sil-
nemu na ogół zapadaniu. Odbywało się ono nierówno-
miernie, o czym świadczy zmienność litologiczna osa-
dów. O rozmiarach ruchów świadczy m. in. miąż-
szość akumulowanych osadów, która miejscami
przekracza 200 m.

Czwarta faza przypada na schyłek miocenu i plo-
cen. W tym czasie zaznaczyły się nieznaczne ruchy
dźwigające, przypadające zapewne na attycką fazę
orogenezy alpejskiej. Poprzednio osadzone, nieskon-
solidowane sedymenty uległy znacznej erozji, po któ-
rej następuje akumulacja różnorodnego materiału
klastycznego. W okolicy wysadu solnego Dębiny,
gdzie profil osadów miocenów i pliocenów ma
dużą zmienność mogło zachodzić ługowanie stropu
soli i tworzenie się czapy gipsowej. Na schyłek plo-
cenu i początek czwartorzędu przypada też przebi-
cie się, poprzez osady trzeciorzędowe, wysadu solne-
go, który w głębi formował się zapewne wcześniej,
o czym świadczą sfałdowane utwory neogenu w jego
sąsiedztwie.

Czwartorzędowe ruchy tektoniczne — obniżające
dno rowu Kleszczowa, trwające w czasie neogenu nie
wygasły w czwartorzędzie i jako ruchy młodoalpej-
skie są wielokrotnie obserwowane. Jak wynika z

opracowania E. Ciuka (1980) i M. D. Baranieckiej (1980) miały one znaczny wpływ na sedimentację osadów i rzeźbę powierzchni terenu w poszczególnych etapach jej rozwoju. W młodszym czwartorzędzie dokumentowanie ruchów jest trudniejsze, gdyż poszczególne etapy trwały znacznie krócej niż w trzeciorzędzie, kiedy następujące po sobie, długotrwałe ruchy wyraźnie się zaznaczyły w profilu litostratigraficznym. Większość geologów podkreśla prawdopodobieństwo współczesnego trwania ruchów obniżających w rowie Kleszczowa, o czym mogą świadczyć dużych rozmiarów nieckowate obniżenia — zabagnione i zatorfione, dziś już nie istniejące (w okolicy dawnych Piasek i Woli Grzymaliny), położone w miejscu powstającej odkrywki wydobywczej.

SUMMARY

The paper presents a summary of reports prepared by the authors and published in the Guidebook of the LII Meeting of the Polish Geological Society in the Bełchatów area.

INTRODUCTION

The first survey of deep structure of the Bełchatów area has been carried out with the use of gravimetry methods by the Seismos enterprise in years 1940—1944. Some years later, the regional mapping by the same method has been carried out by S. Pawłowski (1951) and W. Duda (1953). Subsequent geophysical surveys and numerous drillings (J. Grzywacz, Z. Wiśniewski, A. Kozera, K. KroczeK, 1959—1962) showed that the recorded negative anomalies are related to density contrast of Jurassic and Cretaceous rocks on the one hand and the Tertiary on the other hand. At the contact of these rocks, there exist a fault zone and accompanying trough, in-filled with Tertiary rocks, in Mesozoic basement. The recorded mass deficit is mainly related to presence of brown coal seams.

STRATIGRAPHY

The oldest rocks found in the Bełchatów area are those forming salt dome and its anhydrite-gypsum cap rock (Z. Dąbrowska, 1965). Seismic surveys and drillings, made at the suggestion of E. Ciuk and Z. Werner (1972), showed that the dome is about 775 m long and 550 m. The dome pierced Upper Jurassic, Cretaceous and Tertiary rocks and it is overlain by the Quaternary, 47.3 m thick. It is built of rock salt (with NaCl content ranging from 96.5 to 99.4%), the oldest layer of which belongs to the stage Z_1 (Werra) (according to J. Pórborski and Z. Werner, Fig. 2).

The Lower Jurassic (Toarcian) was encountered by a few drillings in the core of the Łękińsko anticline (J. Kopik and T. Marcinkiewicz). It is represented by sandy clay-siltstone rocks with clay and clay-sandy shales with *Estheria* sp. sp. in the top.

The Middle Jurassic is mainly represented by Upper Bajocian (Kuiavian), Bathonian and Callovian rocks enveloping the core of the Łękińsko anticline.

The Upper Jurassic is well known thanks to detailed analyses of over 260 borehole columns (Z. Dąbrowska, L. Malinowska, L. Karczewski, W. Bielecka). Upper Jurassic rocks of the Bełchatów area do not differ from those of the Łódź Basin, typical of that series, in lithological composition. The Oxfordian is here represented by gray marly siltstones and, in upper part, limestones with flints, and marly layers. Marly limestones and marls of the Kimmeridgian yield rich microfauna and numerous ammonites (*Ataxioceras*, *Rasenia* and others) as well as brachiopods, gastropods and bivalves.

The Cretaceous occurs at margins of the Łękińsko and Dąbrowa Rusiecka anticlines, built of

the Jurassic. It is represented by clastic Albion and carbonate Upper Cretaceous rocks.

The major role in development of lithostratigraphic sections of the Tertiary was played by formation of subsiding structure (Bełchatów = Kleszczów Trough), in which thick Upper Tertiary series originated (E. Ciuk, M. Piwocki). In the Kleszczów Trough, the Paleogene is represented by decalcified, silicified and loamy regolith formed on Mesozoic bedrock and usually 2—4 m thick. Tertiary section of the Trough mainly comprises Neogene rocks, the thickness of which usually ranges from 120 to 250 m. The rocks were assigned to the Miocene and, partly Pliocene (I. Grabowska, L. Jakubowska, J. Mamczar, M. Ziębińska-Tworzydło and E. Woźny — Figs. 3—5).

In the Quaternary section, the following stratigraphic units were recognized: Preglacial, Cromerian Interglacial, South-Polish (Cracow) Glaciation, Masovian Interglacial, Mid-Polish Glaciation, Eemian Interglacial, Baltic (Vistulian) — North-Polish Glaciation, and Holocene (M. D. Baraniecka, Z. Janczyk-Kopikowa, A. Makowska, J. Rzechowski, Z. Sarnacka, S. Skompski — Figs. 6—8).

TECTONICS

The alternation of numerous positive and negative gravity anomalies in the vicinity of Bełchatów was shown to be mainly related to a marked density contrast of rocks in the basement of the Quaternary already at the first stage of gravimetric mapping conducted under guidance of S. Pawłowski in 1951. Longer axes of these anomalies were found to be NW-SE or NWW-SEE oriented. The mapping works and geophysical surveys carried out by the State Enterprise of Petroleum Prospecting (K. MroczeK, J. Zytka and others) and the Enterprise of Geophysical Prospecting (A. Kozera and others) showed connections between the belt of negative anomalies and fault zone in the basement of the Mesozoic and accompanying tectonic trough with thick brown coal seams, responsible for large mass deficit (A. Dąbrowski, 1980).

The Kleszczów Trough zone, within which the brown coal deposit is situated, represents a narrow tectonic structure some tens of km long. It is W-E oriented, transversally in relation to two major geological-structural units of the Szczecin—Łódź—Mięchów Synclinalorium and Fore-Sudetic Monocline (Fig. 1). The Trough extends eastwards as far as the north-western margin of the Holy Cross Mts. The Trough and margin obviously have some tectonic foundations in common, especially those connected with NW oriented Variscan directions marked in the basement of the Mesozoic (E. Ciuk, 1973, 1980).

The presence of Jurassic anticlinal structures with NW-SE oriented axes and separated by similarly oriented Cretaceous synclines, was found at an early stage of studies by S. Cieśliński and Z. Dąbrowska (1968). The anticlines were found to be cut by faults of different age, resulting in origin of several elements of block tectonics. Such elements are best displayed by western limbs of anticlines. The Tertiary Trough began to originate at the turn of the Oligocene and Miocene, cutting the existing structures in result of rejuvenation of old latitudinal directions.

The Dębina dome of Zechstein salt, discovered by Z. Dąbrowska (1975—1978), is situated inside the Trough, at eastern margin of the Dąbrowa Rusiecka anticline. The dome is responsible for formation of a number of faults. Its origin is related to halotectonic activity, manifested by uplifting that small salt dome measuring 650 m and 550 m in diameter in N-S and W-E directions, respectively, in the vicinity of Dębina village.