

TEKTONIKA SYNSEDYMENTACYJNA JAKO CZYNNIK WARUNKUJĄCY SEDYMENTACJĘ FORMACJI BRUNATNOWĘGLOWEJ W ZAPADLISKACH TEKTONICZNYCH NA OBSZARZE ZACHODNIEJ POLSKI

UKD 551.243"72":552.143:551.263.036:553.96:551.243.12(438 – 15)

Trzeciorzędowa formacja brunatnowęgłowa występuje na obszarze Polski powszechnie, stanowiąc zwykle dominujący element lądowych osadów trzeciorzędu. Nieco rzadziej pojawia się ona wśród morskich utworów oligocenu, a sporadycznie także wśród osadów miocenu morskiego. Trzeciorzędowa formacja brunatnowęgłowa jest najpełniej rozwinięta na obszarze basenu trzeciorzędowego NW Europy, obejmującym swym zasięgiem na terenie Polski fragment starej, prewandyjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, młodszą platformę paleozoiczną oraz część masywu Sudetów, łącznie z blokiem przedsudeckim (43).

Na obszarze stabilnej platformy wschodnioeuropejskiej miąższość tej formacji jest niewielka, a występujące tu pokłady węgla brunatnego osiągają miąższość do 3 m. Znacznie większą miąższość (ponad 200 m) osiągają osady formacji brunatnowęgłowej na mobilnym obszarze platformy paleozoicznej w zachodniej Polsce, gdzie ich wykształcenie można uznać za charakterystyczne dla typu platformowego (47). Sedymentacja utworów węglonośnych jest tu związana z ruchami epejrogenicznymi, a niektóre części ich profilu, zwłaszcza należące do paleogenu, mają charakter paraliczny. Wśród utworów klastycznych o różnej frakcji i pakietów osadów ilastych występują w obrębie formacji liczne pokłady i soczewy węgla brunatnego o znacznej rozciągłości poziomej, których miąższość sięga 12–18 m. Różnice w miąższości serii węglonośnej są związane ze zróżnicowaniem tempa i kierunku ruchów epejrogenicznych poszczególnych bloków strukturalnych podłoża.

Największe miąższości, często przekraczające 300 m, osiągają osady formacji brunatnowęgłowej w obrębie zapadlisk tektonicznych, rozwiniętych na platformie paleozoicznej oraz w masywie Sudetów (ryc. 1) – basenów węglanowych typu rowów tektonicznych według klasyfikacji A.K. Matwiejewa (34).

ZAŁOŻENIA TEKTONICZNE DEPRESJI TRZECIORZĘDOWYCH

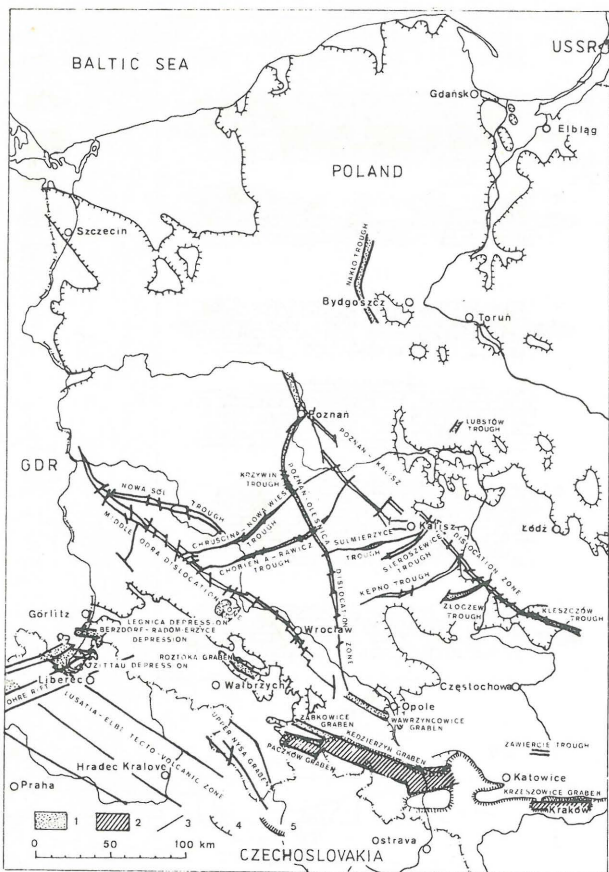
W świetle obszernej literatury przedmiotu można przyjąć, że niemal wszystkie trzeciorzędowe depresje tektoniczne w obu omawianych prowincjach strukturalnych rozwinęły się na założeniach starszych. Początek rozwoju deformacji nieciągłych, ograniczających te struktury, można wiązać z ruchami eokimeryjskimi, jak np. rowy Sulmierzyc, Sieroszewic, Kępna, Złoczewa, Chruściny–Nowej Wsi, Chobieni–Rawicza (44, 41, 18), a często nawet z waryscyjskimi, jak np. strefa dyslokacyjna Poznań–Oleśnica

(27), strefa Poznań–Kalisz łącznie z rowem Kleszczowa (2, 23, 27), czy wreszcie zapadlisko Żytawy (30). Z pewnością przedlaramijskie założenia tektoniczne ma także rów Wawrzyńcowic, rów górnej Nysy i rów Nakła, a także podobne struktury Niziny Niemieckiej, odnowione w czasie ruchów polaramijskich, jak np. rów Kautsche na Łużycach (1). Dokładny wiek powstania tych dyslokacji jest jednak trudny do ustalenia.

W toku ewolucji tektonicznej obszaru zachodniej Polski stare dyslokacje tektoniczne były wielokrotnie odnawiane. Na większą skalę uaktywnienie wystąpiło w czasie ruchów laramijskich, w związku z ogólną kompresją tektoniczną. W tym okresie w nadkładzie większej części starych struktur na obszarze platformowym powstały nowe dyslokacje tektoniczne, najczęściej stanowiące kontynuację starszych powierzchni nieciągłości. Wzdłuż tych powierzchni nastąpiły wypiętrzenia blokowe, prowadzące do powstania „struktur wachlarzowych” (18). Podobne procesy, choć o nieco odmiennych założeniach strukturalnych, zachodziły także na obszarze sudeckim, przy czym ze szczególnym nasileniem – w rejonie niecki żytańskiej. Znacznie zróżnicowane morfologicznie w wyniku wypiętrzeń obszary uległy następnie niemal całkowitej peneplenizacji.

W czasie ruchów młodoalpejskich, związanych z ogólnym odprężeniem tektonicznym, wystąpiła powszechna subsydencja grawitacyjna ruchomych bloków, kompensowana przez sedymentację utworów trzeciorzędowych. Szczególnie silna subsydencja odbywała się w miocenie; w depresjach tektonicznych w zasięgu basenu sedymentacyjnego miocenu lądowego osadzała się wówczas formacja brunatnowęgłowa, natomiast w zasięgu miocenu morskiego zapadliska przedkarpackiego, w rowach Paczkowa, Kędzierzyna, Krzeszowic sedymentowały utwory miocenu morskiego o zwiększonej miąższości. Uaktywnienie starszych powierzchni nieciągłości nie odbiło się oczywiście na sedymentacji w obszarze leżącym poza zasięgiem osadów trzeciorzędu, np. na obszarze rowu górnej Nysy w Sudetach. Jedynie w kilku wypadkach wykształcenie facjalne i miąższość osadów trzeciorzędowych pozwalają stwierdzić, że strefy dyslokacyjne nie zostały uaktywnione w trzeciorzędzie. Przykładem takiego braku aktywności tektonicznej mogą być rowy Nowej Soli, Sierpca (44) oraz rów Wierzchowic w strefie dyslokacyjnej Poznań–Oleśnica (18).

Ponieważ niemal wszystkie rowy trzeciorzędowe mają starsze założenia tektoniczne i powstały w wyniku odnowienia starszych powierzchni nieciągłości, ich geometryczny



Ryc. 1. Ważniejsze zapadliska tektoniczne związane z ruchami alpejskimi na obszarze zachodniej Polski.

1 – miocenska formacja brunatnowęglowa w zapadliskach tektonicznych, 2 – utwory miocenu morskiego w zapadliskach tektonicznych, 3 – dyslokacje, 4 – zasięg utworów lądowych miocenu, 5 – zasięg utworów morskich miocenu.

Fig. 1. Major tectonic depressions related to Alpine movements in western Poland.

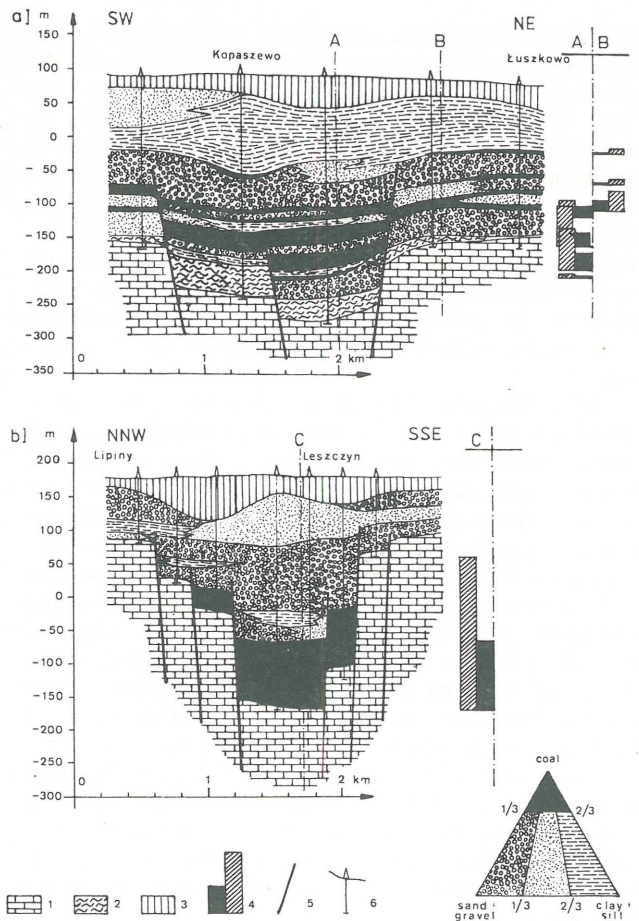
1 – Miocene brown-coal formation in tectonic depressions, 2 – marine Miocene sediments in tectonic depressions, 3 – dislocations, 4 – extent of continental Miocene sediments, 5 – extent of marine Miocene sediments.

obraz nie jest odbiciem laramijskiego ani polaramijskiego pola naprężeń tektonicznych, nie może zatem stanowić przesłanki do jego rekonstrukcji.

SEDYMENTACJA FORMACJI BRUNATNOWĘGLOWEJ W DEPRESJACH TEKTONICZNYCH

Początek obniżających ruchów grawitacyjnych, związanych z odprężeniem tektonicznym i prowadzących do utworzenia depresji trzeciorzędowych, był na ogół związany z fazą pirenejską lub fazą sawską ruchów młodopalajskich. Od tego momentu ruchy tektoniczne kolejnych faz znajdowały odbicie w charakterze sedymentacji utworów formacji brunatnowęglowej, w których zaznaczyła się wyraźna cykliczność.

Związek zachodzący między synsedymacyjnymi ruchami tektonicznymi a sedymentacją osadów trzeciorzędowych wypełniających depresje tektoniczne, można prześledzić na kilku charakterystycznych przykładach. Dwa



Ryc. 2. Przekroje geologiczne przez rowy platformowe.

a – rów Krzywiń, b – Złoczewa: 1 – podłoże mezozoiczne rowu trzeciorzędowego, 2 – osady oligocenu, 3 – osady czwartorzędowe, 4 – sumaryczna miąższość pokładów węgla i odpowiadająca jej pierwotna miąższość torfu (według: Hager et al. 1981). 5 – dyslokacje, 6 – otwory wiertnicze; schemat kompaktacji torfu: A – centralna część rowu Krzywiń, B – obrzeżenie rowu Krzywiń, C – centralna część rowu Złoczewa.

Fig. 2. Geological sections through platform troughs.

a – Krzywiń Trough, b – Złoczew Trough; 1 – Mesozoic basement of Tertiary trough, 2 – Oligocene sediments, 3 – Quaternary sediments, 4 – summative thickness of coal seams and corresponding original thickness of peat (after Hager et al. 1981), 5 – dislocations, 6 – boreholes; scheme of compaction of peat: A – central part of Krzywiń Trough, B – margins of Krzywiń Trough, C – central part of Złoczew Trough.

z nich dotyczą rowów platformowych, pod względem paleomorfologicznym stanowiących w czasie sedymentacji obszar aluwialno-bagienny-równinny, trzeci – zapadliska śródgórskiego, które można zaliczyć do typu jeziorno-kotlinowego (10). Wybrane rowy platformowe należą do dwóch różnych typów genetycznych: jeden z nich (rów Krzywiń) charakteryzuje się niezbyt wielkim wzrostem miąższości pokładów węgla brunatnego wewnątrz struktury w stosunku do obszarów otaczających, drugi (rów Złoczewa) jest wypełniony grubymi pokładami węgla, podczas gdy na jego obrzeżeniu osady formacji brunatnowęglowej są wykształcone w formie szczątkowej.

Rów Krzywiń. Powstał on w warunkach nakładania się wielofazowych ruchów diastroficznych, odnawiają-

cych starsze założenia tektoniczne, na obniżające ruchy epejrogeniczne o charakterze blokowym lub fałdów wielkopromiennych, rozwijających się w reżimie platformowym (26). W zasięgu ruchów epejrogenicznych znalazły się znaczne obszary po obu stronach rowu. Podobna sytuacja występuje także w całym systemie rowów tektonicznych Poznań–Oleśnica (14) oraz w wielu innych depresjach tektonicznych, jak rów Kautsche (1), rów Chobieni–Rawicza (41) oraz rów Nakła (42). Nałożenie obu rodzajów ruchów tektonicznych prowadzi we wszystkich tych wypadkach do sedimentacji wewnątrz rowów grubszych serii osadów węglonośnych w stosunku do ich obrzeżenia (ryc. 2a).

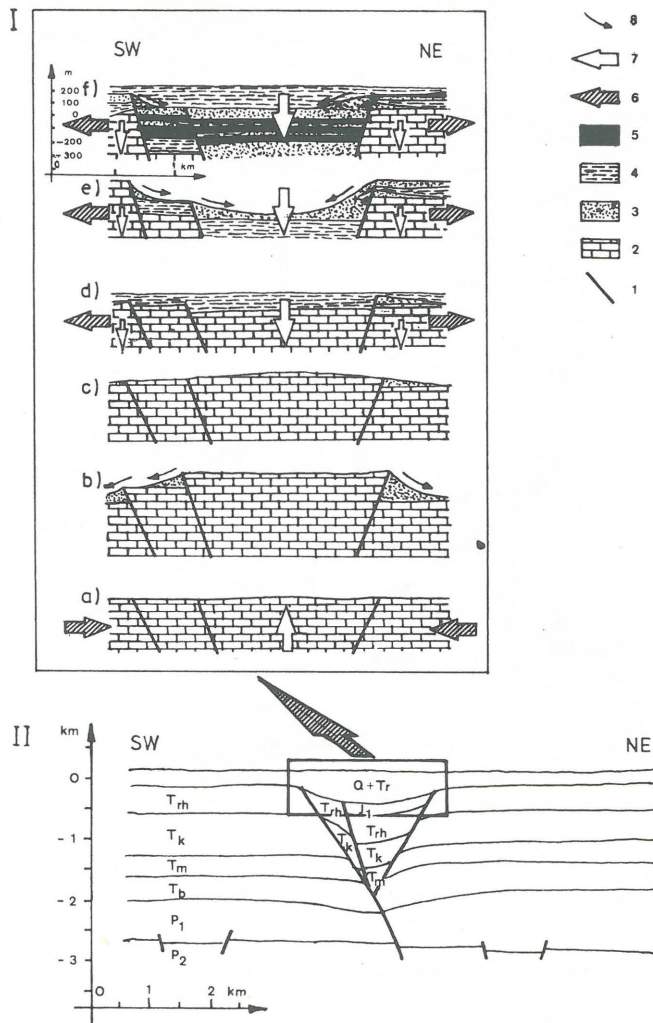
Rów Krzywinia, leżący w środkowej części strefy dyslokacyjnej Poznań–Oleśnica, ma co najmniej waryscyjskie założenia tektoniczne (27). Już w retyku rów ten stanowił wyraźną strukturę zapadliskową, rozwiniętą w układzie blokowych struktur klinowych i aż po lias zachował charakter czynnego zapadliska (18). Ponowne uaktywnienie zapadliska nastąpiło w paleogenie w związku z ruchami tektonicznymi fazy pirenejskiej, o czym świadczy znacznie zwiększona w obrębie rowu miąższość osadów oligocenu (ryc. 3), podobnie zresztą jak w całej północnej części strefy dyslokacyjnej Poznań–Oleśnica. Znacznie większe różnice miąższości osadów wewnątrz rowów i na ich obrzeżeniu występują w miocenie, nieco mniejsze – ponownie w profilu osadów pliocenicznych (38, 14). W całym profilu formacji brunatnowęglowej można wyróżnić trzy megacyklotemy osadowe; pierwszy (oligoceni) i trzeci (plioceni) mają charakter morsko-lagunowy, drugi natomiast, mioceni-dolnoplioniński – charakter lądowy (ryc. 4a).

W obrębie osadów oligocenijskich występują dwa mezocyklotemy. Każdy z nich rozpoczyna pakiet osadów piaszczystych, na którym leży seria utworów mułkowych, a w stropie – pokład węgla brunatnego. W obu sekwencjach nie występuje wyraźniejsza cykliczność sedimentacji wyższego rzędu (sensu Ignaczek, 25). Miąższość osadów oligocenu w pewnych częściach rowu Krzywinia znacznie przewyższa miąższość tych osadów na obrzeżeniu rowu. W innych częściach rowu jest natomiast zbliżona, co świadczy o częściowym, wybiórczym zaangażowaniu starszych powierzchni nieciągłości w czasie ruchów fazy pirenejskiej i illiryskiej (helweckiej), z którymi genetycznie są związane oba mezocyklotemy.

W osadach następnego megacyklotemu można wyróżnić trzy cyklotemy drugiego rzędu. Pierwszy z nich jest wykształcony w swej dolnej części w facji stożków napływowych, wyżej w facji limnofluwalnej, a w stropie – w facji limnotelmaticznej (por. 29). W obrębie sekwencji wyraźnie zaznacza się cykliczność sedimentacji wyższego rzędu: w spągu występują cykle typu CDJ, w wyższej części sekwencji – typu (C)DEFHJ (oznaczenia według ryc. 5). Drugi mezocyklotem jest wykształcony w całości w facji limnotelmaticznej, dominują w nim cykle (C)DEFHJ, często zredukowane, bez ogniw początkowych. Pierwszy z omawianych cyklotemów należy wiązać z ruchami tektonicznymi fazy sawskiej, drugi natomiast nie wykazuje wyraźnego związku z ruchami tektonicznymi, ze względu na brak osadów klastycznych o grubszej frakcji w spągu sekwencji.

Na obrzeżeniu rowu osadom obu mezocyklotemów odpowiada monotonna seria osadów facji limnotelmaticznej o znacznie mniejszej miąższości (stosunek miąższości do osadów wewnątrz rowu poniżej 1:2,1). W obrębie tej serii także występuje wyraźna cykliczność sedimentacji wyższego rzędu, głównie typu (C)DEFHJ.

Osady trzeciego, górnomiocenijskiego mezocyklotemu, są ponownie wykształcone w sposób pełny, kolejno w facji



Ryc. 3. Schemat rozwoju rowu Krzywinia.

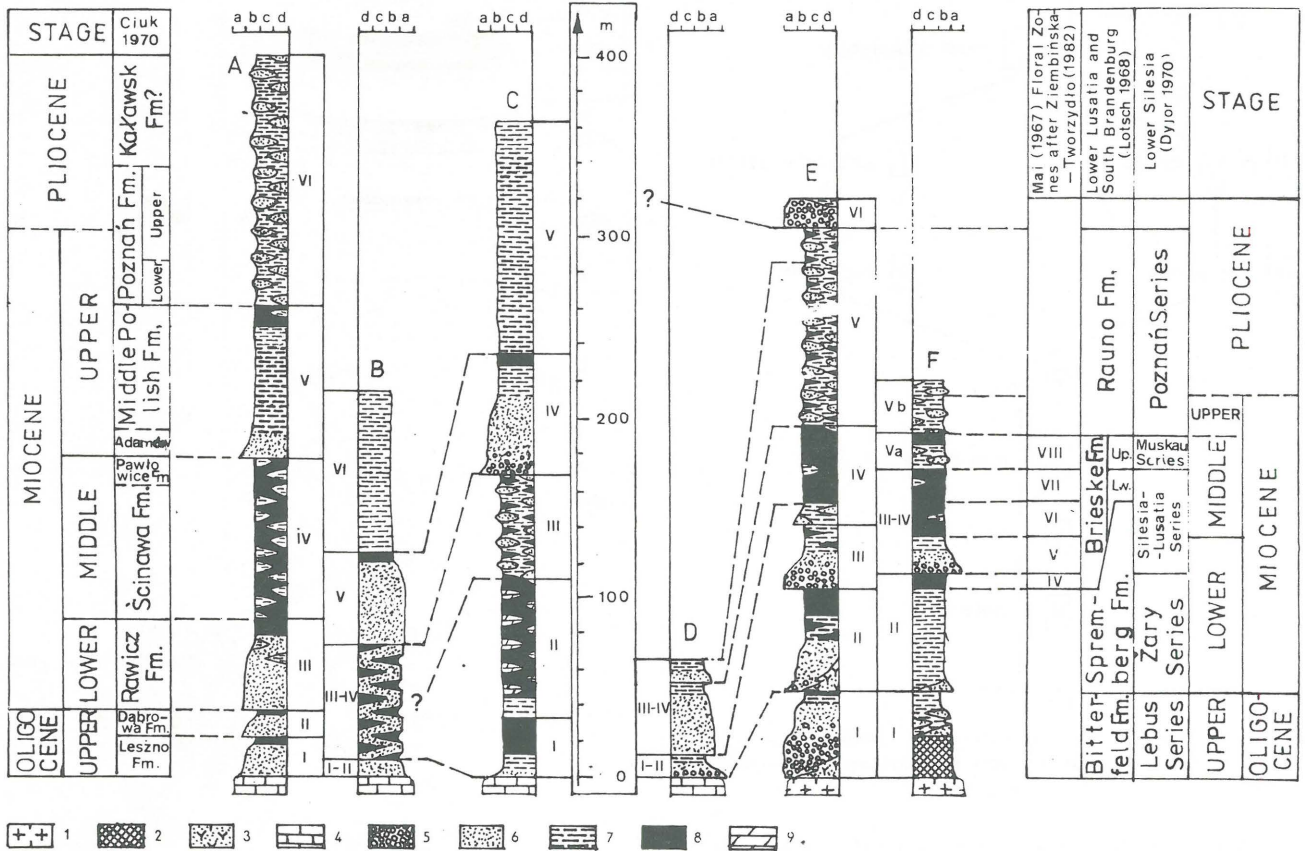
I – etapy rozwoju strukturalnego w trzeciorzędzie, II – głęboki przekrój przez podłoże rowu (według: Deczkowski i Gajewska 1980); a – etap laramijskiej kompresji tektonicznej, b–c – etap peneplenizacji, d – ruchy fazy pirenejskiej grawitacyjnego piętra polaramijskiego, e – ruchy fazy sawskiej, f – etap kompaktacji pomioceńskiej; 1 – dyslokacje, 2 – podłoże mezozoiczne rowu trzeciorzędowego, 3 – utwory klastyczne, 4 – mułki i ropy, 5 – węgiel brunatny, 6 – kierunki naprężeń tektonicznych, 7 – kierunki ruchów pionowych, 8 – kierunki transportu erodowanego materiału klastycznego.

Fig. 3. Scheme of development of the Krzywin Trough.

I – Tertiary stages in structural development, II – deep section showing structure of basement of the trough (after Deczkowski and Gajewska, 1980); a – stage of Laramie tectonic compression, b–c – peneplanation stages, d – gravitational post-Laramie stage – movements of Pyrenean phase, e – movements of Savian phase, f – stage of post-Miocene compaction; 1 – dislocations, 2 – Mesozoic basement of the trough, 3 – clastic sediments, 4 – muds and clays, 5 – brown coal, 6 – tectonic stress directions, 7 – directions of vertical movements, 8 – directions of transport of eroded clastic material.

limnofluwalnej i limnotelmaticznej. Nieznaczna różnica miąższości między osadami tego mezocyklotemu wewnątrz rowu i na jego obrzeżeniu (stosunek ok. 1,4:1) oraz ich podobne wykształcenie wskazują, że podczas sedimentacji omawianej sekwencji główną rolę odegrały ruchy epejrogeniczne. Przyczyną większej miąższości osadów wewnątrz rowu była zapewne kompaktacja niżejleżących utworów.

Krzywiń Trough Złoczew Trough Zittau Depression



Ryc. 4. Schematyczne profile litofacjalne trzeciorzędowej formacji brunatnowęglowej w zapadliskach tektonicznych.

Fig. 4. Sketch lithofacies profiles of the Tertiary brown coal formation in tectonic depressions.

A – centralna część rowu Krzywinia, B – obrzeżenie rowu Krzywinia, C – centralna część rowu Złoczewa, D – obrzeżenie rowu Złoczewa, E – centralna część niecki żytańskiej, F – północno-zachodnia część niecki żytańskiej; a – osady frakcji psefitowej, b – osady frakcji psamitowej, c – osady frakcji aleurytowej, d – osady frakcji pelitowej; 1 – skały krystaliczne podłoża, 2 – zwietrzelina skał podłoża, 3 – utwory tufogeniczne, 4 – wapienie, 5 – żwiry, 6 – piaski, 7 – mułki i ility, 8 – węgiel brunatny, 9 – kreda jeziorna. Poszczególne mezocyklotemy są oznaczone cyframi rzymskimi.

A – central part of Krzywiń Trough, B – margins of Krzywiń Trough, C – central part of Złoczew Trough, D – margins of Złoczew Trough, E – central part of Zittau Depression, F – NW part of Zittau Depression; a – psefite, b – psammite, c – aleurite, d – pelite; 1 – crystalline rocks of basement, 2 – weathering cover of basement rocks, 3 – tufogenic deposits, 4 – limestones, 5 – gravels, 6 – sands, 7 – muds and clays, 8 – brown coal, 9 – bog lime. Roman numbers - mesocyclothem.

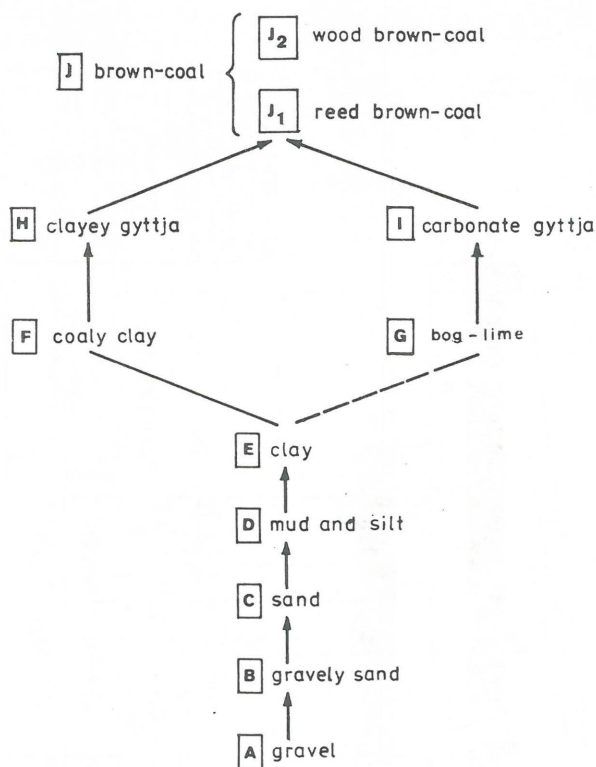
W sekwencji osadów megacyklotemu plioceńskiego nie można wyróżnić cykli sedymentacyjnych drugiego rzędu. Jest on w całości wykształcony w postaci utworów facji limnofluwialnej z wyraźną cyklicznością wyższego rzędu typu CDE. Silna erozja czwartorzędowa spowodowała ścięcie stropu omawianej sekwencji, co nie pozwala na dokładną ocenę jej pierwotnej miąższości. Nie ulega jednak wątpliwości, że miąższość osadów najwyższego megacyklotemu była w obrębie rowu znacznie większa niż miąższość odpowiadających mu osadów obrzeżenia, w których brak wyraźniejszej cykliczności. Również osady tego cyklotemu nie są bezpośrednio związane z ruchami tektonicznymi.

Analiza charakteru i cykliczności sedymentacji w osadach formacji brunatnowęglowej w rowie Krzywinia pozwala stwierdzić bezpośredni związek genetyczny poszczególnych sekwencji osadowych z określonymi fazami ruchów tektonicznych jedynie w odniesieniu do trzech najniższych mezocyklotemów (ryc. 4).

Rów Złoczewa. Jest on przykładem struktury homogenetycznej, utworzonej jedynie w wyniku działania wielofazowych ruchów tektonicznych, odnawiających starsze powierzchnie dyslokacyjne. W związku z brakiem ruchów

epigenetycznych w obrzeżeniu rowu, jedynie w jego obrębie zaistniały dogodne warunki dla sedymentacji formacji brunatnowęglowej. Osady trzeciorzędu na obrzeżeniu rowu są wykształcone w formie szczątkowej (ryc. 2b). Tego typu warunki występowały na obszarze zachodniej Polski znacznie rzadziej, rów Złoczewa nie stanowi jednak wyjątku. Podobny charakter ma np. rów Kleszczowa (2, 15, 16) i rów Rostoki – Mokrzeszowa (22). Poza granicami Polski podobny charakter ma cały obszar kontynentalnego ryftu Ohry. Rów Złoczewa jest bocznym odgałęzieniem systemu rowów tektonicznych, rozwiniętych w strefie dyslokacyjnej Poznań – Kalisz o założeniach co najmniej przedgórnotriasowych.

Ponowne uaktywnienie starszych powierzchni nieciągłości, prowadzące do utworzenia trzeciorzędowego rowu tektonicznego, było tu związane z ruchami diastroficznymi fazy sawskiej. Całkowita miąższość osadów trzeciorzędowych (tutaj wyłącznie neogenu) przekracza 360 m i jest wielokrotnie większa niż miąższość osadów trzeciorzędowych na obrzeżeniu rowu (ryc. 4b). Wśród osadów trzeciorzędowych w obrębie rowu można wyróżnić dwa megacyklotemy lądowe: mioceński i górnomioceńsko-plioceński.



Ryc. 5. Schemat pełnego asymetrycznego cyklotemu prostego wyższego rzędu, często spotykanego w opisywanych sekwencjach osadowych.

Fig. 5. Scheme of a full simple asymmetric cyclothem of the higher order, common in the described sedimentary sequences.

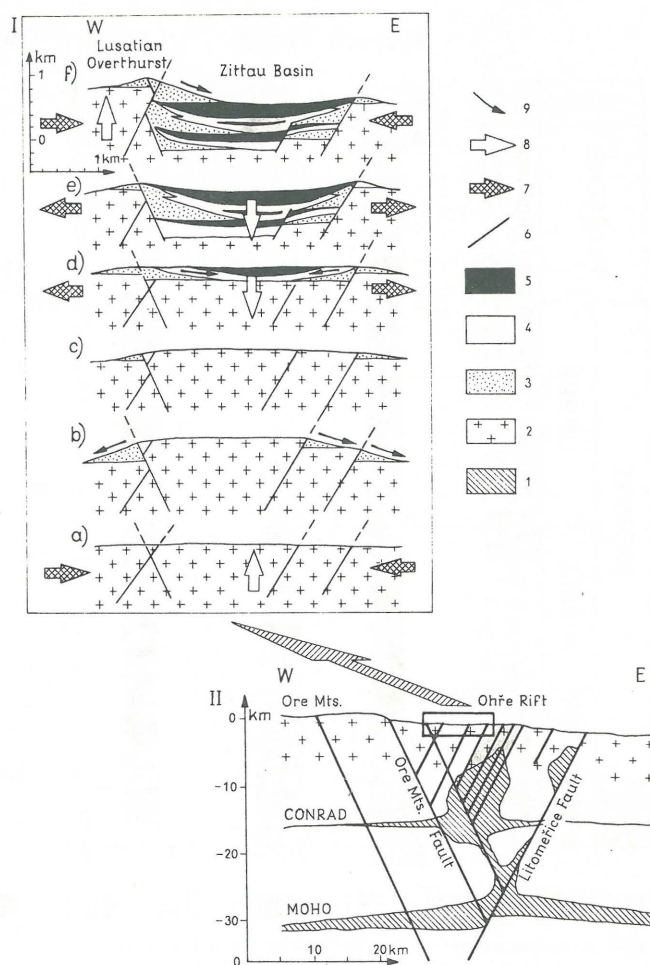
Sekwencja osadów pierwszego megacyklotemu składa się z czterech cyklotemów drugiego rzędu. Najniższy jest wykształcony w swej dolnej części w facji limnofluwialnej, a wyżej – w facji limnotelmaticznej. Wewnątrz sekwencji tego mezocyklotemu zaznacza się wyraźnie cykliczność sedymentacji wyższego rzędu, głównie typu (C)DEFHJ i GIJ. Mezocyklotem ten jest związany genetycznie z fazą sawską ruchów młodoolpejskich.

Osady następnego mezocyklotemu są w całości wykształcone w facji limnotelmaticznej, przy czym zdecydowanie przeważają tu utwory fitogeniczne, związane z sedymentacją bagienną (gruby pokład węgla brunatnego z przewarstwieniami gytii i kredy jeziornej). W obrębie sekwencji występuje wyraźna cykliczność sedymentacji wyższego rzędu, w poszczególnych cyklotemach brak jednak ogniw klastycznych o grubszej frakcji. Charakter omawianych osadów nie wskazuje na bezpośredni związek genetyczny z ruchami diastroficznymi.

Na obrzeżeniu rowu obu omawianym cyklotemom odpowiada seria osadów klastycznych o niewielkiej miąższości (stosunek miąższości do wewnętrznych osadów rowu poniżej 1:15) o ziarnie malejącym ku górze.

Trzeci mezocyklotem jest wykształcony w facji limnofluwialnej i limnotelmaticznej, zastępujących się nawzajem wielokrotnie w profilu pionowym. W obrębie tej sekwencji licznie występują cyklotemy proste, asymetrycznie wyższego rzędu typu CDEFHJ. Również w tej sekwencji brak wyraźniejszych śladów związku z ruchami diastroficznymi.

Osady kolejnego mezocyklotemu są wykształcone w sposób typowy dla sekwencji bezpośrednio związanych z tektonicznymi ruchami synsedymacyjnymi; w śpągu występują tu utwory facji stożków napływowych, wyżej – facji limnofluwialnej, a w stropie – facji limnotelmaticz-



Ryc. 6. Schemat rozwoju niecki żytawskiej.

I – etapy rozwoju strukturalnego w trzeciorzędzie, II – głęboki przekrój przez litosferę w okolicach niecki żytawskiej (według: Kopecký 1979); a – etap laramijskiej kompresji tektonicznej, b–c – etapy penepłenizacji, d – polaramijskie ruchy grawitacyjne: faza sawska, e – ruchy fazy starostyryjskiej i pomioceński etap kompaktacji, f – ruchy fazy wołoskiej; 1 – płynna magma, 2 – skały krystaliczne podłoża, 3 – utwory klastyczne, 4 – mułki i ily, 5 – węgiel brunatny, 6 – dyslokacje, 7 – kierunki naprężeń tektonicznych, 8 – kierunki ruchów pionowych, 9 – kierunki transportu erodowanego materiału klastycznego.

Fig. 6. Scheme of development of the Zittau Depression.

I – Tertiary stage of structural development, II – section through the lithosphere in the vicinity of the depression (after Kopecký, 1979); a – stage of Laramie tectonic compression, b–c – penepplanation stage, d – gravitational post-Laramie movements – Savian phase, e – old Styrian phase movements and post-Miocene compaction stage, f – Valachian phase movements; 1 – fluid magma, 2 – basement crystalline rocks, 3 – clastic sediments, 4 – muds and clays, 5 – brown coal, 6 – dislocations, 7 – tectonic stress directions, 8 – directions of vertical movements, 9 – directions of transport of eroded clastic material.

nej. Cykliczność sedymentacji wyższego rzędu zaznacza się niezbyt wyraźnie, przeważają proste cykle asymetryczne CDE i (D)EFHJ. Powstanie tego mezocyklotemu jest związane z ruchami fazy starostyryjskiej.

Osadom dwóch ostatnich mezocyklotemów na obrzeżeniu rowu odpowiada seria osadów detrytyczno-ilastych o znacznie mniejszej miąższości (stosunek miąższości

1:2,4), w której występują liczne cyklotemy wyższego rzędu typu CDE.

Osady megacyklotemu górniołoczeńsko-płoczeńskiego to monotonna seria ilasta z przewarstwieniami mułkowymi, z niewyraźnie zaznaczającą się cyklicznością sedymentacji typu (C)DE. Miąższość tych osadów nie może być oceniona dokładnie, ze względu na skutki erozji czwartorzędowej. Na obrzeżeniu rowu brak osadów, odpowiadających stratygraficznie tej sekwencji, co jednak jest zapewne również wynikiem erozji.

Na obszarze rowu Złoczewa jedynie w dwóch wypadkach można stwierdzić niewątpliwie ślady ruchów obniżających w wykształceniu facjalnym formacji brunatnowęglowej.

Niecka żyławska. Jest ona depresją tektoniczną, rozwiniętą na obszarze o bardzo skomplikowanej budowie strukturalnej, związanej z nałożeniem się kilku kierunków tektonicznych. Na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego występuje jeszcze kilka struktur podobnego typu: depresja Legnicy, niecka berzdorfsko-radomierzyska, a poza granicami Polski także niecka Frydlánt-Višňova (17).

Niecka żyławska jest wykształcona na skrzyżowaniu dwóch regionalnych stref tektonicznych obrzeżenia masywu czeskiego: kruszcogórsko-ohareckiej o przebiegu SW – NE i łużycko-łabskiej o orientacji NW – SE (31, 36). Ze strefą kruszcogórsko-oharecką jest związany kontynentalny ryft Ohrzy (ryc. 6), rozwinięty na przedpolu Gór Kruszcowych (32). Powstanie deformacji nieciągłych w obu omawianych strefach jest związane z ruchami waryscyjskimi (7). Odnowienie stref dyslokacyjnych podczas ruchów laramijskich doprowadziło do blokowego wypiętrzenie omawianego obszaru, który następnie uległ denudacji. Polaramijski etap ruchów grawitacyjnych doprowadził do powstania w tym miejscu zapadliska tektonicznego, a dalsze fazy ruchów tektonicznych znalazły odbicie w cykliczności sedymentacji osadów formacji brunatnowęglowej, wypełniających zapadlisko (ryc. 4c, 7) (45, 6, 39, 29).

W profilu utworów formacji brunatnowęglowej, które w całości mają charakter lądowy, można wyróżnić dwa megacyklotemy: mioczeńsko-dolnopłoczeński i górnopłoczeński. W osadach dolnego megacyklotemu można wyróżnić pięć cyklotemów drugiego rzędu. Trzy pierwsze z nich są wykształcone w sposób pełny, w spągu w facji stożków napływowych, wyżej – w facjach: limnofluwialnej i limnotelmacyjnej. W spągu osadów pierwszego i trzeciego mezocyklotemu utwory facji stożków napływowych budują w południowej części basenu sedymentacyjnego rozległy stożek piedmontowy (28). W dwóch najniższych mezocyklotemach w spągu osadów gruboklastycznych występują utwory wulkaniczno-piroklastyczne: w najniższym – tefrytowo-bazanitowe, a w wyższym – trachitowo-fonolitowe. Wykształcenie facjalne spągowych partii omawianych mezocyklotemów oraz obecność wulkanitów pozwala wiązać ich powstanie z kolejnymi paroksyzmami ruchów tektonicznych fazy sawskiej i starostyryjskiej (30).

Czwarty mezocyklotem, związany genetycznie z ruchami młodostyryjskimi, jest wykształcony w sposób podobny. Seria osadów gruboklastycznych jest tu jednak znacznie cieńsza i wykształcona w postaci subfacji rzek roztokowych. W profilu mezocyklotu dominują natomiast utwory facji limnotelmacyjnej z wyraźnie zaznaczoną cyklicznością sedymentacji typu DEFHJ.

Zupełnie odmienny charakter mają utwory najwyższego, piątego mezocyklotemu, należące w całości do facji limnofluwialnej. Stwierdzono tu występowanie osadów subfacji korytowej i subfacji równi zalewowej, a całą serię należy uznać za osad rzek meandrujących. Bardzo wyraźnie jest

tu zaznaczona sedymentacja cykliczna wyższego rzędu o rozbudowanych sekwencjach typu BB/CDEFHJ. Powstanie tego mezocyklotu nie jest bezpośrednio związane z ruchami diastroficznymi.

Osady megacyklotemu górnopłoczeńskiego są w całości wykształcone w postaci facji stożków napływowych. W ich obrębie zaznacza się jedynie cykliczność sedymentacji wyższego rzędu o sekwencjach typu ABCD. Megacyklotem ten jest związany z ruchami tektonicznymi fazy wołoskiej (30).

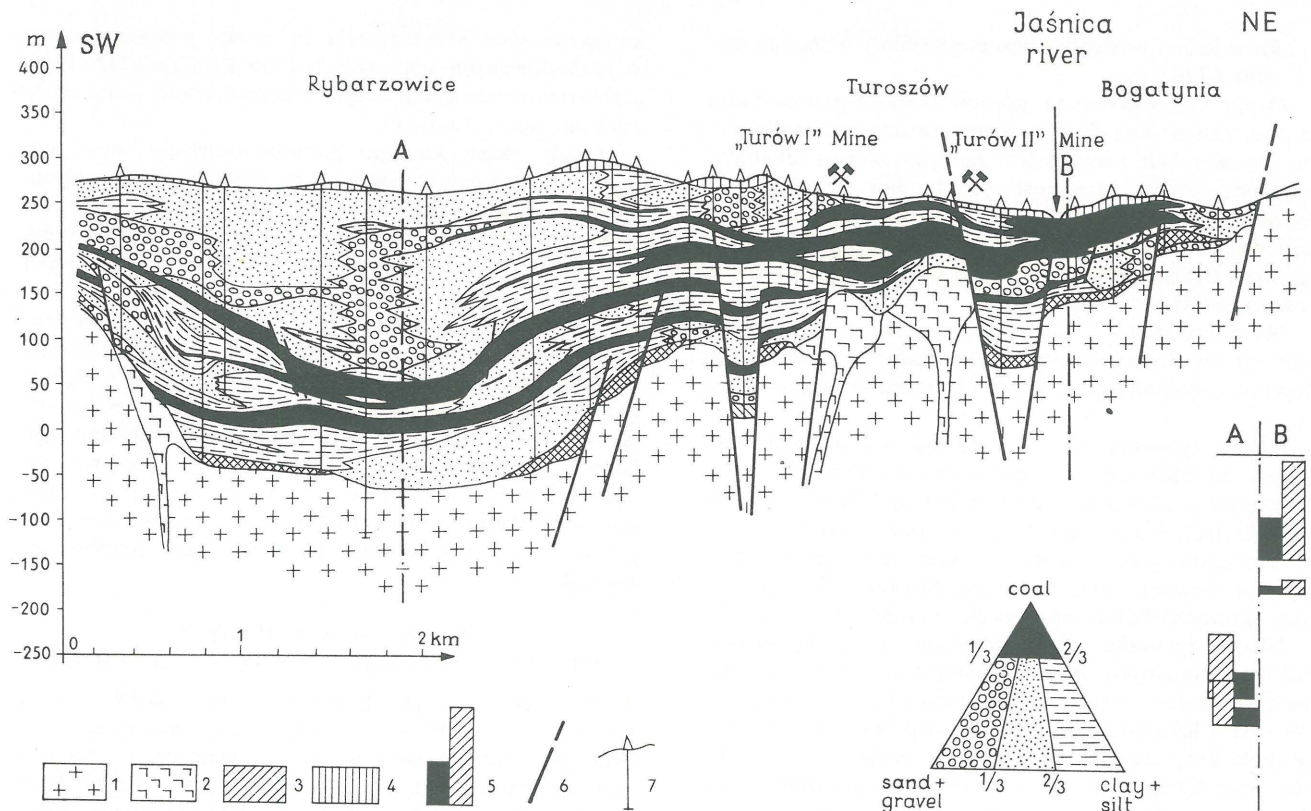
Obrzeżenie niecki żyławskiej przez cały okres sedymentacji formacji brunatnowęglowej było poddawane erozji, brak tu zatem w ogóle osadów trzeciorzędowych. Analiza facjalna osadów trzeciorzędowych niecki żyławskiej pozwala stwierdzić, że przebieg sedymentacji jest w obrębie tego basenu najściślej powiązany z kolejnymi fazami ruchów diastroficznych, co wynika z niezwykle dużej mobilności wielokierunkowo potrząskanego podłoża zapadliska. I tu jednak nie zawsze można stwierdzić taki bezpośredni związek.

RUCHY DIASTROFICZNE A MECHANIZMY SEDYMENTACJI CYKLICZNEJ

Na podstawie przedstawionych przykładów można stwierdzić, że cykliczność sedymentacji pierwszego lub drugiego rzędu, obserwowana powszechnie w osadach formacji brunatnowęglowej wypełniających trzeciorzędowe zapadliska tektoniczne, jest często, choć nie zawsze, związana z mechanizmami alocyklicznymi, głównie z ruchami diastroficznymi kolejnych faz tektonicznych. Niemal równie często poszczególne cykle sedymentacyjne są także związane z mechanizmami innego typu.

Za dolną granicę poszczególnych cyklotemów przyjęto każdorazowo spąg ogniwa klastycznego o najgrubszej frakcji (ryc. 5). Za przyjęciem takiej właśnie granicy przemawia częsta obecność w spągu takiego ogniwa wyraźnej powierzchni erozyjnej (46, 4). Początek każdego cyklu wiąże się ze skokowym rozładowywaniem stopniowo rosnących naprężeń tektonicznych na starszych powierzchniach dyslokacyjnych po przekroczeniu wartości granicznej (9). Prowadzi to do wielu skokowych obsunięć dna basenu sedymentacyjnego, a każde takie obsunięcie gwałtownie zwiększa gradient hydrauliczny między obszarem alimentacyjnym a powierzchnią depozycyjną. Skutkiem tego jest intensywna erozja obrzeżenia basenu sedymentacyjnego i depozycja w jego obrębie materiału gruboklastycznego. Gwałtowna początkowo subsydencja dna basenu wygasa stopniowo, co w końcowym etapie pozwala na długotrwałą sedymentację osadów fitogenicznych, dla której konieczne jest zachowanie stanu równowagi dynamicznej między tempem subsydencji powierzchni depozycyjnej a tempem kompensacji związanej z sedymentacją torfową (11).

Bardzo znaczną rolę w obniżaniu powierzchni depozycyjnej odgrywała kompaktacja osadów torfowych (ryc. 2 i 7), zachodząca już pod niewielkim nadkładem osadów mineralnych. Biorąc pod uwagę miąższość nadkładu, jako ostateczną wartość współczynnika kompaktacji należy przyjąć 1,7 – 2,9 (24), czego efektem było znaczne, choć stopniowe, obniżenie dna basenu sedymentacyjnego (por. 19). Zapewne taka właśnie subsydencja legła u podstaw sedymentacji cyklotemów, pozbawionych w spągu ogniw klastycznych o większej miąższości. Procesy kompaktacji osadów fitogenicznych doprowadziły w sumie do obniżenia powierzchni depozycyjnej w granicach 50 – 120 m. Trzeba jednak pamiętać, że subsydencja związana z kompaktacją podatnych osadów nie jest zjawiskiem samoistnym, ale stanowi „echo” wcześniejszych tektonicznych ruchów obniżających.



Ryc. 7. Przekrój geologiczny przez fragment niecki żyławskiej.

1 – skały plutoniczne podłoża krystalicznego, 2 – wulkanity tefrytowo-bazanitowe, 3 – zwietrzelina skał podłoża, 4 – sumaryczna miąższość pokładów węgla i odpowiadająca jej pierwotna miąższość torfu (według: Hager et al. 1981), 5 – dyslokacje, 6 – otwory wiertnicze; schemat kompaktacji torfu: A – centralna część niecki żyławskiej, B – północno-zachodnia część niecki żyławskiej.

Sedymentacja cykliczna może być także odbiciem procesów subrozcyjnych, które mogą się rozwijać, jeśli w podłożu basenu sedymentacyjnego występują skały rozpuszczalne o znacznej miąższości. Procesy takie osiągają największą intensywność w osadach permskiej formacji salinarnej, która stanowi powszechnie występujące piętro w pokrywie platformy paleozoicznej. Procesy subrozcyjne mogą prowadzić do zapadania się nawet dużych fragmentów skorupy ziemskiej, dając niekiedy w efekcie struktury przypominające zapadliska tektoniczne. Zapadliska tego typu różni jednak od zapadlisk tektonicznych forma geometryczna, stanowią one bowiem wiele zachodzących na siebie owalnych panwi. Jedyny stwierdzony na obszarze Polski przykład brunatnowęglowego basenu sedymentacyjnego o genezie subrozcyjnej stanowi złożo Rogóźno (13), procesy te mogły mieć także pewien udział w rozwoju rowu Kleszczowa (J. Głazek – materiały nie publikowane). Wydaje się, że intensywny rozwój procesów subrozcyjnych może zachodzić właśnie w strefach odnawianych dyslokacji, a wtedy, podobnie jak procesy kompaktacji, mogą mieć one charakter wtórny.

Ruchy diastroficzne nie mają natomiast większego wpływu na sedymentację cykliczną wyższego rzędu. Podstawową rolę odgrywają tu mechanizmy autocykliczne. W utworach facji limnofluwialnej największe znaczenie ma rozkład lokalnych gradientów energii strug wodnych na obszarze równiny aluwialnej (5), powodujący migrację koryt rzecznych. Migracja ta prowadzi do powstawania prostych asymetrycznych cykli sedymentacyjnych wyższego rzędu, najczęściej z powierzchnią erozyjną w spągu. W

Fig. 7. Geological section through a part of the Zittau Depression.

1 – plutonic rocks of crystalline basement, 2 – tephrite-basanite volcanic rocks, 3 – weathering cover of basement rocks, 4 – summative thickness of coal seams and corresponding original thickness of peat (after Hager et al., 1981), 5 – dislocations, 6 – boreholes; scheme of compaction of peat: A – central part of Zittau Depression, B – NW part of Zittau Depression.

osadach facji limnotelmaticznej cykliczność wyższego rzędu jest związana z nierównomiernym obniżaniem powierzchni depozycyjnej. Prędkość ta wzrasta skokowo po przekroczeniu granicznej wartości ciśnienia nadkładu (20) lub przy gwałtownym spadku ciśnienia wód porowych w osadzie podlegającym kompaktacji (37). W osadach facji stożków napływowych cykliczność sedymentacji jest związana ze spływami rumoszu i spływami mułowymi (3, 40).

PODSUMOWANIE

Bezpośrednią przyczyną powstania trzeciorzędowych zapadlisk tektonicznych na obszarze Polski były wielofazowe polaramijskie ruchy tektoniczne. Wielofazowość tych ruchów znalazła odbicie w cykliczności sedymentacji osadów formacji brunatnowęglowej w obrębie utworzonych zapadlisk. Na cykle sedymentacyjne, spowodowane ruchami diastroficznymi, nakładają się jednak cykle o innej genezie, uzależnione od innych mechanizmów alocyklicznych (kompaktacja, może także subrozja) lub od mechanizmów autocyklicznych. Warunkiem uaktywnienia tych mechanizmów jest jednak najczęściej wcześniejsza subsydenca tektoniczna.

LITERATURA

- Ahrens H., Lotsch D. – Tektonische Bewegungen im Tertiär der zentralen Niederlausitz. Geologie 1963 no. 7.
- Baraniecka M. D., Cieśliński S. et al. – Budowa geologiczna rejonu bełchatowskiego. Prz. Geol. 1980 nr 7.

3. **Beatty C. B.** — Origin of alluvial fans. White Mountains, California and Nevada. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.* 1963 vol. 53.
4. **Beaumont E. A.** — Depositional environments of Fort Union sediments (Tertiary, Northwest Colorado) and their relation to coal. *Bull. AAPG.* 1979 no. 2.
5. **Beerbrower J. R.** — Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geol. Surv. Bull.* 1964 vol. 169.
6. **Bieniewski J.** — Powstanie i rozwój serii węgla brunatnego w polskiej części niecki żytańskiej. *Geol. Sudetica* 1966 vol. 2.
7. **Borkowska M., Hameurt J., Vidal P.** — Origin and Age of Izera Gneisses and Rumburk Granites in the Western Sudetes. *Acta Geol. Pol.* 1980 no. 2.
8. **Bossowski A., Sawicki L.** — The Silesian — Opole Depression against the background of the fore-Sudetic Structures. *Biul. Inst. Geol.* 1968 vol. 227.
9. **Bott M. H. P.** — Formation of sedimentary basins by ductile flow of isostatic origin in the upper mantle. *Nature* 1964 no. 201.
10. **Botwinkina L. N., Makiëdonow A. B. et al.** — Tipizacja łańszawotow ugleosnych formacji. [W:] P. P. Timofiejew (ed.) *Ugleosnyje formacji i ich gienezis.* Nauka Moskwa 1973.
11. **Bouroz A.** — La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. *Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu Heerlen* 1960 vol. 4 no. 1.
12. **Ciuk E.** — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.* 1970 nr 4.
13. **Ciuk E.** — Elektikaj problemoj de la novtektonikaj perturboj en Pollando. *Geologio Internacia.* Varsovio 1976 vol. 3.
14. **Ciuk E.** — Geologiczne podstawy dla nowego zagłębia węgla brunatnego w strefie rowu tektonicznego Poznań—Czempin—Gostyń. *Prz. Geol.* 1978 nr 10.
15. **Ciuk E.** — Tektonika rowu Kleszczowa i jej wpływ na warunki powstania złoża węgla brunatnego. *Przew. 52 Zjazdu PTG Wyd. Geol.* 1980.
16. **Ciuk E., Piwocki M.** — Geologia trzeciorzędu w rowie Kleszczowa i jego otoczeniu. *Ibidem.*
17. **Czapowski G., Kasiński J.R.** — Rozwój sedymentacji trzeciorzędowej formacji brunatnowęglowej w niecce berzdorfsko-radomierzyckiej (Sudety Zachodnie). *Biul. Inst. Geol.* (w druku).
18. **Deczkowski Z., Gajewska W.** — Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.* 1980 nr 3.
19. **Dembowski Z., Unrug R.** — Analiza statystyczna sedymentacji cyklicznej w warstwach łażskich (Górnośląskie Zagłębie Węglowe). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1970 t. 40.
20. **Duff P. Mc. D., Hallam A., Walton E. K.** — Cyclic Sedimentation. Elsevier Amsterdam 1967.
21. **Dyjur S.** — Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwart. Geol.* 1970 nr 4.
22. **Dyjur S., Kuszell T.** — Neogeńska i trzeciorzędowa ewolucja rowu tektonicznego Roztoki—Mokrzeszowa. *Geologia Sudetica* 1977 nr 2.
23. **Głazek J., Zapaśnik T.** — Uwagi o tektonice rowu Kleszczowa. *Prz. Geol.* 1980 nr 7.
24. **Hager H., Kothern H., Spann R.** — Zur Setzung der rheinischer Braunkohle und ihrer klastischen Begleitschichten. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. Krefeld* 1981 vol. 29.
25. **Ignaczenko N. A.** — Geologiczeskije strojenije i formirowanije Yakutsko-Kangatasskogo rajona (Lenski Ugolnyj Bassiejn). *Izd. AN SSSR Moskwa* 1961.
26. **Iwanow G. A.** — Osnownyje faktory obrazowanija ugleosnych formacji i ich wzaimoswiaz. [W:] P. P. Timofiejew (ed.) — *Ugleosnyje formacji i ich gienezis.* Nauka Moskwa 1973.
27. **Karnkowski P. H.** — Outline of tectogenesis of the platform cover in the Wielkopolska area (W Poland). *Acta Geol. Pol.* 1980 no. 4.
28. **Kasiński J. R.** — Rekonstrukcja środowiska sedymentacji formacji brunatnowęglowej w niecce żytańskiej na podstawie analizy facjalnej. *Kwart. Geol.* 1981 nr 4.
29. **Kasiński J. R.** — Mechanizmy sedymentacji cyklicznej osadów trzeciorzędu w zapadliskach przedpola Sudetów. *Prz. Geol.* 1983 nr 4.
30. **Kasiński J. R., Panasiuk M.** — Geneza i ewolucja strukturalna niecki żytańskiej. *Biul. Inst. Geol.* (w druku).
31. **Kopecký L.** — Young volcanic regions of the Bohemian Massif. [In:] J. Svoboda (ed.) — *Regional Geology of Czechoslovakia, vol. 1 — Bohemian Massif.* *Geol. Surv. of Czechoslovakia Prague* 1962.
32. **Kopecký L.** — Magmatism of the Ohře Rift in the Bohemian Massif, its relationship to the deep fault tectonics and to the geologic evolution, and its mineralisation. [In:] M. Mahel' and P. Reichwalder (eds.) — *Czechoslovak Geology and Global Tectonics.* Věda Bratislava 1979.
33. **Mai D. H.** — Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik. *Abh. Zentr. Geol. Inst.* 1967 vol. 10.
34. **Matwiejew A. K.** — Klasyfikacja ugotnych basiejnow. [W:] P. P. Timofiejew (ed.) — *Ugleosnyje formacji i ich gienezis.* Nauka Moskwa 1973.
35. **Meiburg P.** — Subrosions-Stockwerke im Nordhessischen Bergland. *Aufschluss Heidelberg* 1980 vol. 31 no. 7.
36. **Misar Z.** — The position of ultrabasic rocks in geotectonics cycles and geological units of the Bohemian Massif. [In:] J. Vaňek (ed.) — *Geodynamic Investigations of Czechoslovakia — Final Report.* Věda Bratislava 1979.
37. **Oertel G., Walton E. K.** — Lesson from a feasibility study for computer models of coal-bearing deltas. *Sedimentology Amsterdam* 1967 vol. 9 no. 2.
38. **Osijuk D.** — Węgloność trzeciorzędu w rowie Krzywinia (województwo poznańskie). *Biul. Inst. Geol.* 1968 nr 208.
39. **Osijuk D.** — Cechy sedymentacji mioceńskich osadów węglonośnych na podstawie wybranych przykładów z zachodniej i środkowej Polski. *Ibidem* 1979 nr 320.
40. **Osijuk D., Piwocki M.** — Osady spływów błotnych w utworach trzeciorzędowych okolic Ząbkowic Śląskich. *Ibidem* 1972 nr 266.
41. **Piwocki M.** — Trzeciorzęd okolic Rawicza i jego węgloność. *Ibidem* 1975 nr 284.
42. **Piwocki M.** — Warunki geologiczne i perspektywy wykorzystania złoża węgla brunatnego w rejonie Nakła nad Notecią. *Prz. Geol.* 1978 nr 10.
43. **Piwocki M.** — Położenie złóż i wystąpień węgla brunatnych w Polsce w obrębie kompleksów strukturalnych. *Kwart. Geol.* 1984. (w druku).
44. **Požaryski W.** — Rowy tektoniczne kimeryjskie na tle ewolucji strukturalnej Niżu Polski. *Kwart.*

Geol. 1970 nr 2.

45. V á c l J., Č a d e k J. — Geologická stavba hrádecké části Žitavské pánve. Der geologische Bau des Hrádek-Teiles des Zittauer Beckens. Sbor. Ústř. Úst. Geol. Praha 1962 vol. 27.
46. Я б л о к о в В. С., Б о т в и н к и н а Л. Н., Ф е о ф и л о в а А. П. — Sedimentation in the Carboniferous and the significance of alluvial deposits. Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère. Compte Rendu Heerlen 1958 vol. 4.
47. Ż e m c z u ż n i k o w J. A., J a b ł o k o w W. S. et al. — Strojenije i usłowija nakopenija osadocznych uglenosnych swit i ugolnych płastow karbona Doniet-skiego bassiejna. Trudy GIN AN SSSR Moskwa 1959.

S U M M A R Y

The paper deals with a system of tectonic troughs and depressions, developed in areas of mobile Paleozoic platform, including those of the Sudety Mountains (western Poland). The troughs and depressions generally follow old, Variscan or Cimmerian tectonic lines and the majority of them became tectonically rejuvenated in times of neo-Alpine (Tertiary) movements. Sedimentation of brown-coal formation became possible due to gravitational downwarping syndepositional movements. Successive phases of these movements are reflected by cyclic character of the recorded sequences.

The Krzywiń and Złoczew troughs and Zittau Depression are the examples of influence of tectonic factor on sedimentary processes and, at the same time, of major structural types of Tertiary tectonic depressions: a narrow trough within a single block of the Paleozoic platform, subjected to epeirogenic subsidence and determined by a single tectonic direction (Krzywiń Trough), a trough developed in almost stable platform block (Złoczew Trough), and a depression affecting heterochronous structures differing in tectonic orientation (Zittau Depression).

Comparisons of the nature of sedimentary sequences in each of the basins with those from their margins, carried out with reference to the recorded sedimentary megacycles, made it possible to identify mesocycles undoubtedly related to allocyclic diastrophic agents. However, it is still not possible to exclude effect of similar agents in other mesocyclothem sequences. Nevertheless, it should be noted that the mesocycles often appear related to the action of subsidence processes or, which seems even more common, compaction of strata forming lower part of a sequence.

The latter process is especially clear and intense in the case of very thick peat deposits, where compaction may have been the major agent responsible for subsidence of depositional surface in brown-coal sedimentary basin.

Р Е З Ю М Е

На территории западной Польши, на мобильной палеозойской платформе и в массиве Судетов, находится система грабенов и тектонических впадин. Она была образована на древних, варисцийских или киммериджских основаниях, а большая часть образующих её сбросов была восстановлена в результате третичного неоальпийского движения. Гравитационные, синседиментационные снижающее движение сделало возможным осадконакопление бурогоугольной формации. Последующие фазы этого движения нашли отображение в циклическом характере последовательности осадочных членов.

Кшивиньский грабен, Злочевский грабен и Житавская впадина являются примерами влияния тектонического фактора на процесс осадконакопления. Эти впадины представляют собой одновременно три главных структурных типа третичных тектонических депрессий: тип узкого тектонического грабена с одним только отчётливо обозначенным тектоническим смещением, образованный в пределах постепенно понижающегося тектонического блока палеозойской платформы (Кшивиньский грабен); тип грабена развитого в почти совсем стабильной глыбе платформы (Злочевский грабен); тип обширной, тектонической впадины образованной в результате наложения разнонаправленных тектонических структур разного возраста (Житавская впадина).

Сравнение характера последовательности отдельных осадочных членов в любом излагательном седиментационном бассейне с похожими последовательностями членов из края этих бассейнов, в поддержке выделенных осадочных мезоциклов, сделало возможным указание мезоциклов непосредственно связанных с диастрофическим фактором. Нам нельзя также исключить влияния этого фактора на процесс образования остальных осадочных членов, однако в много случаях эти мезоциклы могут быть связаны с другими процессами: суброзией, или в самом частом случае — уплотнением находящихся ниже осадков. Тот-же процесс является особенно отчётливым и интересным в случае осадконакопления мощных торфяных толщ; уплотнение осадков может здесь являться главным фактором, вызывающим снижение для бурогоугольных бассейнов.