Postsedymentacyjne ruchy wznoszące w rowie Lubstowa (środkowa Polska)

Marek Widera[1]

M. Widera

Postsedimentary tectonic uplift in the Lubstów Graben (Central Poland). Prz. Geol., 59: 681–687.

A b s t r a c t. The Lubstów Graben is an exception in the Konin–Turek territory, where the 2nd Lusatian Lignite Seam is present. Its continuous thickness amounts to 86.2 m and additionally it is characterized by a relatively high hypsometric position. Therefore, the deepest part of the graben had to be affected by negative movements during peat sedimentation and positive ones after the peat bog burial. Using the author's method the peat:lignite thickness ratio is approximately 2.5:1 for the 2nd Lusatian Lignite Seam in the study area. Taking into account the compaction process of peat, its thickness and hypsometry of the lignite base the subsidence as well as uplift can be estimated, respectively. Thus, the amount of subsidence during this peat bog development exceeded more than 200 m. On the other hand, the deepest part of the graben was uplifted at least 100 m after sedimentation of the 2nd Lusatian Lignite Seam in the Lubstów Graben.

Keywords: *2nd Lusatian lignite seam, lignite compaction, subsidence, tectonic uplift, Lubstów Graben*

Obszar złoża węgla brunatnego *Lubstów* jest najwszechstronniej i najszczegółowiej rozpoznany geologicznie w środkowej Polsce (ryc. 1). Badania, bardzo ważne dla poznania geologii innych kenozoicznych złóż węgla brunatnego na Niżu Polskim, objęły zagadnienia z zakresu palinologii, petrografii, geochemii, sedymentologii oraz tektoniki (m.in. Biernat, 1962; Olendski, 1962; Matl & Wagner, 1987; Ciuk & Grabowska, 1991; Kasiński i in., 1994, 2009; Górniak i in., 1996; Kwiecińska & Wagner, 1997; Ważyńska i in., 1998; Widera, 1998, 2000, 2004, 2007; Fabiańska, 2001; Bechtel i in., 2007; Durska, 2008; Kowalski, 2008). Wynika to głównie z unikatowości II łużyckiego pokładu węgla brunatnego, który osiąga blisko 90-metrową miąższość i nie występuje w pobliskich złożach należących do Kopalni Węgla Brunatnego *Konin* S.A. oraz Kopalni Węgla Brunatnego *Adamów* SA. Poza tym wspomniany pokład węglowy, eksploatowany w latach 1982–2009, wypełnia jedno z najgłębszych w tym rejonie paleoobniżeń stropu mezozoiku o genezie tektonicznej, tj. rów Lubstowa.

Rów Lubstowa jest jedyną negatywną paleoformą w okolicach Konina i Turku, wypełnioną bilansowym pokładem węgla brunatnego, której tektoniczne pochodzenie nie wzbudza wątpliwości od czasu jej rozpoznania (Biernat, 1962; Olendski, 1962; Ciuk & Grabowska, 1991; Kasiński & Piwocki, 1992; Kasiński i in., 1994; Widera, 1998, 2000). Niemniej jednak wymienieni badacze przyjmowali ekstensyjny model rozwoju tej struktury, rozumiany jako wieloetapowe ruchy obniżające osiowe części rowu względem obszarów otaczających. W starszych pracach wyróżniono nawet pięć głównych etapów subsydencji rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej (Widera, 1998, 2000).

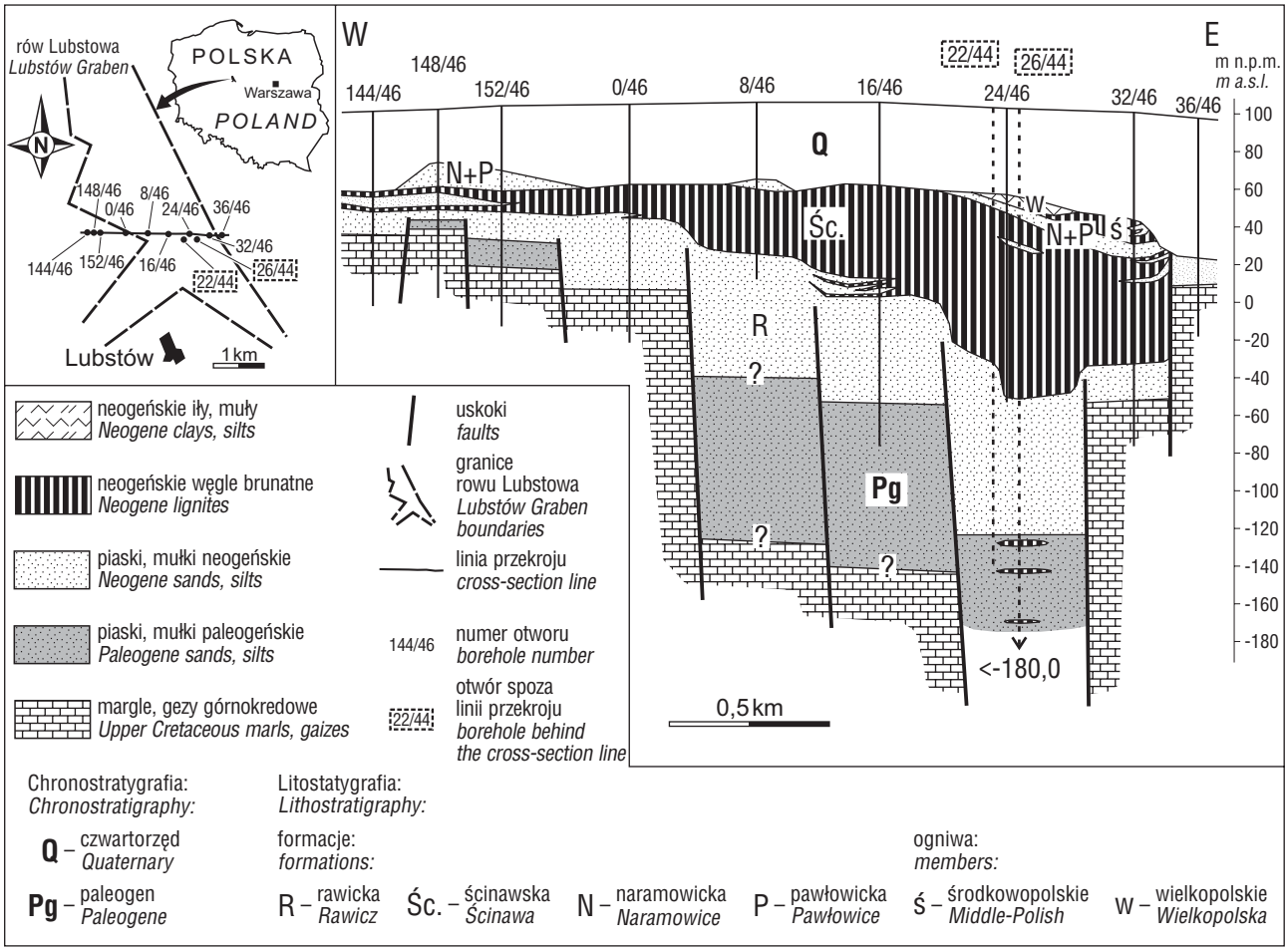
Nowe światło na powstanie bardzo grubego pokładu węglowego w rowie Lubstowa i jego wysoką pozycję hipsometryczną rzuciły rozważania dotyczące kompakcji torfu, z którego powstał węgiel brunatny (Widera, 2002; Widera i in., 2007). Okazało się, że w złożu *Lubstów* jest „nadmiar" węgla, co jednak uznać trzeba za fakt geologiczny. Stąd też, poprzez analogię do innych kenozoicznych rowów tektonicznych na Niżu Polskim, wolno przyjąć hipotezę, że po zakończeniu rozwoju torfowiska intensywna subsydencja ustąpiła miejsca znaczącym ruchom wznoszącym. Dlatego głównym celem artykułu jest wykazanie, że po sedentacji (tzn. osadzaniu materii roślinnej w miejscu jej występowania) torfu, z którego powstał II łużycki pokład węgla brunatnego, w rowie Lubstowa miał miejsce etap tektonicznego wyniesienia. Cel ten zostanie osiągnięty poprzez teoretyczną dekompakcję pokładu węglowego, opartą na danych z otworów wiertniczych i wartości współczynnika kompakcji torfu. Ponadto w publikacji zaproponowano etapy zmian architektury pokładu węgla brunatnego wywołane czynnikami auto- i allochtonicznymi.

Zarys geologii

Rów Lubstowa znajduje się w środkowej Polsce, około 20 km na NE od Konina. Długość rowu wynosi blisko 6 km, a jego szerokość 2–3 km (ryc. 1). Pod względem geologicznym jest on zlokalizowany nad SE skłonem antykliny Gopła, która fragmentarycznie obejmuje obszar elewacji konińskiej, charakteryzującej się wysoko wyniesionym stropem mezozoiku w obrębie niecki mogileńsko-łódzkiej (Widera, 2000; Kasiński, 2004; Kasiński i in., 2009). Po rowie Kleszczowa jest to najgłębsza negatywna struktura tektoniczna w środkowej Polsce i na całym Niżu Polskim, gdzie w SE części rowu podłoże mezozoiczne zalega na rzędnych poniżej 180 m p.p.m., a na jego skrzydłach strop mezozoiku osiąga rzędne 40–60 m n.p.m. (Widera, 1998, 2000).

W rowie Lubstowa zachował się najpełniejszy profil paleogenu i neogenu w środkowej Polsce. Obejmuje on osady od górnego eocenu po górny miocen, a może nawet najniższy pliocen (Ciuk & Grabowska, 1991; Kasiński i in., 1994; Widera, 2000, 2004; Kasiński, 2004). Osady paleogeńskie, głównie piaski glaukonitowe z trzema wkładkami węgli brunatnych V czempińskiej grupy pokładów węgla brunatnego, osiągają w osiowych częściach rowu do 137 m miąższości (Widera, 2007; Widera & Kita, 2007). Neogen rozpoczynają rzeczno-jeziorne piaszczyste osady formacji rawickiej. Wyżej zalegają dwa pokłady węglowe, tj. dolny

[1]Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; widera@amu.edu.pl.



Ryc. 1. Analizowany przekrój geologiczny przez rów Lubstowa z mapą lokalizacyjną
Fig. 1. Analyzed cross-section through the Lubstów Graben with location map

– II łużycki oraz górny – I środkowopolski (m.in. Ciuk & Grabowska, 1991; Piwocki & Ziembińska-Tworzydło, 1995; Ważyńska i in., 1998; Durska, 2008; Kowalski, 2008). Oba pokłady są przedzielone i przykryte szczątkowo zachowanymi neogeńskimi osadami mineralnymi, na których zalega miąższy pakiet osadów czwartorzędowych (ryc. 1).

Ze względu na dobre rozpoznanie i znaczenie przede wszystkim w litostratygrafii neogenu Niżu Polskiego dolny pokład, o maksymalnej miąższości 86,2 m, zwany jest lubstowskim (Widera, 2000, 2007), zaś górny, o maksymalnej miąższości 13,0 m, określany jest jako koniński pokład węgla brunatnego (Sadowska & Giża, 1991). W przypadku pokładu dolnego, czyli II łużyckiego pokładu węgla brunatnego, będącego przedmiotem prezentowanych badań, wydaje się najbardziej prawdopodobne, że w procesie rozkładu materii organicznej główną rolę odegrały bakterie tlenowe i/lub grzyby (Fabiańska, 2001; Bechtel i in., 2007). Subaeralne środowisko torfowisk krzewiastych i lasów bagiennych, stanowiących główne źródło materii organogenicznej (Durska, 2008; Kasiński i in., 2010), może tłumaczyć dominację litotypu detrytowego w II łużyckim pokładzie węgla brunatnego w złożu *Lubstów* (Kwiecińska & Wagner, 1997; Widera, 2007). Ponadto węgle omawianego pokładu cechują się łupliwością bloczkową, są spękane, pofałdowane i zuskokowane. Liczne skutki deformacji tektonicznych, powstałych w czasie kenozoicznego rozwoju rowu Lubstowa, zostały udokumentowane w czasie odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego (Widera, 1998, 2000, 2007).

Metodyka badań

W celu wyznaczenia wielkości postsedymentacyjnych ruchów wznoszących w rowie Lubstowa niezbędna jest znajomość miąższości pokładu węgla brunatnego i rzędnych jego spągu, współczynnika kompakcji torfu, współczynnika kompakcji piasków oraz rzędnych powierzchni torfowiska. Poza tym przydatne są też szczegółowa wiedza na temat budowy geologicznej badanego obszaru oraz obserwacje terenowe, głównie deformacji tektonicznych.

Do obliczeń rozmiarów ruchów wznoszących wykorzystano dane z dziewięciu otworów wiertniczych, ułożonych wzdłuż równoleżnikowej linii przekrojowej x/46 (gdzie x to dowolny numer otworu wzdłuż równoleżnikowej linii 46), oraz dwóch rzutowanych na ten przekrój otworów, tj. 22/44 i 26/44 (ryc. 1; tab. 1). Linię przekroju wybrano tak, by przebiegała ona przez najgłębszą część rowu Lubstowa, gdzie również II łużycki pokład węglowy osiąga największe, kilkudziesięciometrowe miąższości. Jednocześnie przekrój ten w dobry sposób przedstawia stosunki miąższościowo-wysokościowe kolejnych jednostek litostratygraficznych wypełniających rów Lubstowa (ryc. 1).

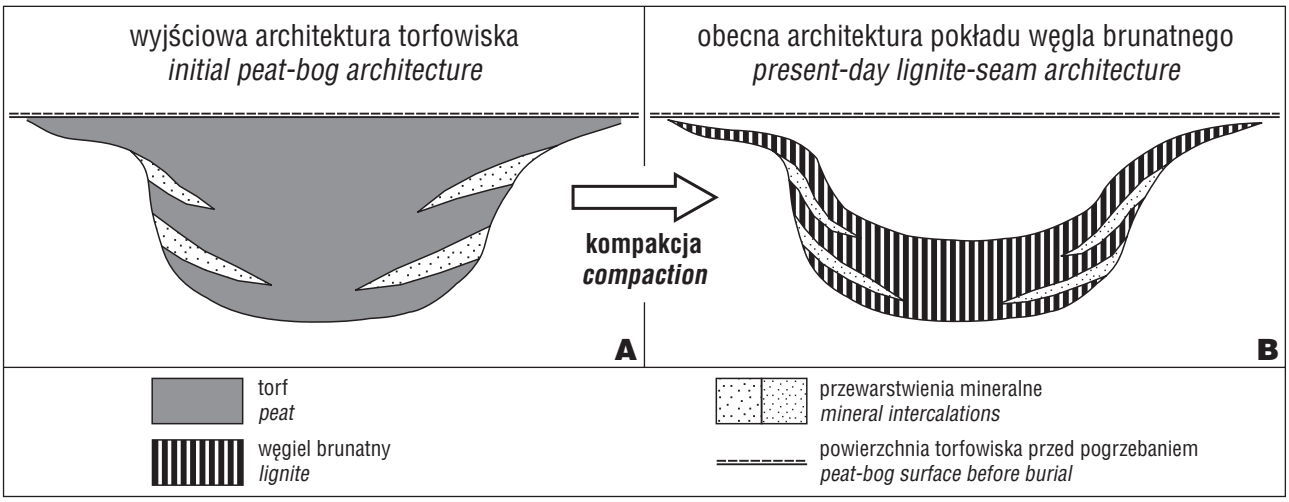
Podstawowe znaczenie w prezentowanych badaniach ma jednak znajomość współczynnika kompakcji przede wszystkim torfu, a w mniejszym stopniu również piasków.

Tak się składa, że wartości współczynnika kompakcji torfu/węgla brunatnego z rowu Lubstowa wyznaczono we wcześniejszych pracach autora (Widera, 2002; Widera i in., 2007). Analiza uzyskanych wyników wskazuje, że w tym przypadku stosunek wyjściowej grubości torfu do obecnej miąższości węgla brunatnego mieści się w przedziale 2,34–2,56, a średnio wynosi około 2,5. Zbliżone wartości współczynnika kompakcji dla II łużyckiego pokładu węglowego z terenu Polski i Niemiec, wyliczone inną metodą, uzyskali m.in. Hager i in. (1981) oraz Kasiński (1984). Natomiast kompakcję piasków/piaskowców, towarzyszących wspomnianemu pokładowi węgla brunatnego, można zaniedbać w przedstawianych rozważaniach. Spowodowane jest to niewielką grubością piaszczystych przewarstwień mineralnych w stosunku do miąższości pokładu węglowego, a przede wszystkim bardzo małymi wartościami współczynnika kompakcji piasków po ich zdeponowaniu. Z krzywych kompakcji Sclatera i Christiego (1980) oraz Baldwina i Butlera (1985) wynika, że współczynnik kompakcji piasków do głębokości 300 m nie przekracza 1,1, a w przypadku kenozoicznych osadów piaszczystych najczęściej mieści się w przedziale od 1,01 (Hager i in., 1981) do 1,05 (Widera, 2007).

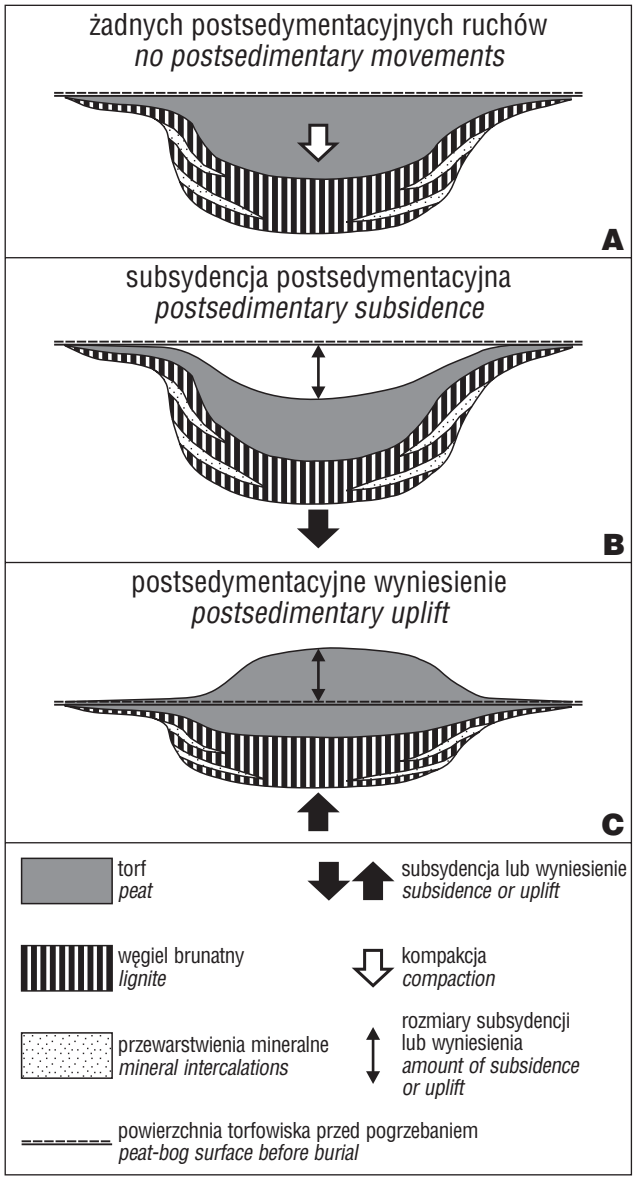
Pokład węgla brunatnego powstał w wyniku kompakcji pokładu torfu (ryc. 2). Gdy mamy do czynienia z miąższymi pokładami węgla brunatnego, to można przyjąć, że głębokość torfowiska w dużym przybliżeniu równa się wielkości obniżania dna. Dlatego warunkiem powstania grubych pokładów węgla brunatnego była silna subsydencja w spągu torfowiska podczas sedentacji torfu (m.in. Biernat, 1962; Olendski, 1962; Hager i in., 1981; Kasiński, 1984, 2004; Kasiński i in., 1994; Widera, 1998; 2007; Hałuszczak, 1999; Gotowała & Hałuszczak, 2002; Schäfer i in., 2005; Widera i in., 2008). Zatem wyjściowa miąższość torfu (ryc. 2A) zostanie wyliczona jako iloczyn współczynnika kompakcji torfu i grubości węgla brunatnego (ryc. 2B). W sytuacji wyidealizowanej, bez ruchów tektonicznych po zakończeniu sedentacji torfowej, uzyskana głębokość torfowiska dodana do rzędnych spągu pokładu węgla brunatnego (równych rzędnym spągu torfowiska) w otworach wiertniczych powinna dać zbliżone wyniki. W ten sposób odtworzona zostałaby „rzeczywista", w skali basenu sedymentacyjnego prawie pozioma, bo stymulowana wysokością zwierciadła wód gruntowych powierzchnia torfowiska, z którego powstał pokład węglowy (ryc. 3A). Jeśli pokład torfu/węgla brunatnego podlegał ruchom obniżającym po zakończeniu rozwoju torfowiska, to jego uzyskana hipotetyczna powierzchnia byłaby wklęsła (ryc. 3B). Natomiast jeśli obszar, na którym zalega pokład węgla brunatnego, był wynoszony tektonicznie po zakończeniu sedentacji torfu, to odtworzona hipotetyczna powierzchnia torfowiska byłaby wypukła (ryc. 3C). W efekcie można

Tab. 1. Parametry pokładu węglowego w analizowanych otworach wiertniczych
Table 1. Parameters of the lignite seam in analyzed boreholes

Numer otworu *Borehole number*	**Rzędna otworu [m n.p.m.]** *Borehole altitude [m a.s.l.]*	**Głębokość stropu i spągu węgla brunatnego [m]** *Depth of the lignite top and base [m]*	**Miąższość węgla brunatnego [m]** *Thickness of the lignite [m]*	**Numer pokładu węgla brunatnego** *Number of the lignite seam*
144/46	+100,77	41,9–44,1 49,5–50,5	3,2	II II
148/46	+102,67	41,3–43,4 48,8–52,0	3,3	II II
152/46	+103,28	44,2–49,0 51,8–53,6	7,6	II II
0/46	+104,40	42,6–59,1 63,8–64,0	16,7	II II
8/46	+104,64	44,0–80,4	35,6	II
16/46	+105,41	42,0–92,2 92,8–94,0 94,7–95,6 98,2–100,1	54,2	II II II II
22/44	+102,19	47,0–133,2	86,2	II
24/46	+101,52	88,0–102,0 104,0–151,0	61,0	II II
26/44	+100,01	54,7–60,0 63,2–64,0	6,1	I I
		66,5–152,0	85,5	II
		224,2–225,5 243,0–244,0 271,2–271,5	2,6	V V V
32/46	+99,77	57,5–59,2 64,4–65,3 66,5–69,8	2,9	I I I
		74,5–75,1 77,4–87,8 89,0–124,7	47,7	II II II
36/46	+97,61	–	0	–



Ryc. 2. Schematyczne porównanie między wyjściową architekturą torfowiska a obecną architekturą pokładu węglowego
Fig. 2. Schematic comparison between the initial peat-bog architecture and the present-day lignite-seam architecture



Ryc. 3. Model koncepcyjny dla obliczeń rozmiarów postsedymentacyjnych ruchów tektonicznych na obszarach złóż węgla brunatnego
Fig. 3. Conceptual model for the calculations of the amounts of the postsedimentary tectonic movements in the lignite seam areas

wyliczyć rozmiary obniżania lub wynoszenia postsedymentacyjnego, które są różnicą między wysokością hipotetycznej powierzchni torfowiska, odtworzonej na podstawie obecnej pozycji hipsometrycznej pokładu węglowego i współczynnika kompakcji torfu, a wysokością powierzchni torfowiska w chwili zakończenia jego rozwoju (ryc. 3). Wysokość zalegania powierzchni „rzeczywistej" wyznaczono zarówno poprzez analizę map strukturalnych spągu pokładu węglowego (Widera, 1998), jak i w wyniku obliczeń współczynnika kompakcji torfu wzdłuż wybranych linii przekrojowych (Widera, 2002; Widera i in., 2007). W przypadku II łużyckiego pokładu węglowego można szacować, że uśredniony poziom zalegania powierzchni torfowiska w końcowym etapie jego egzystencji oscylował wokół rzędnej 65,0 m n.p.m. w dzisiejszej pozycji hipsometrycznej złoża *Lubstów*.

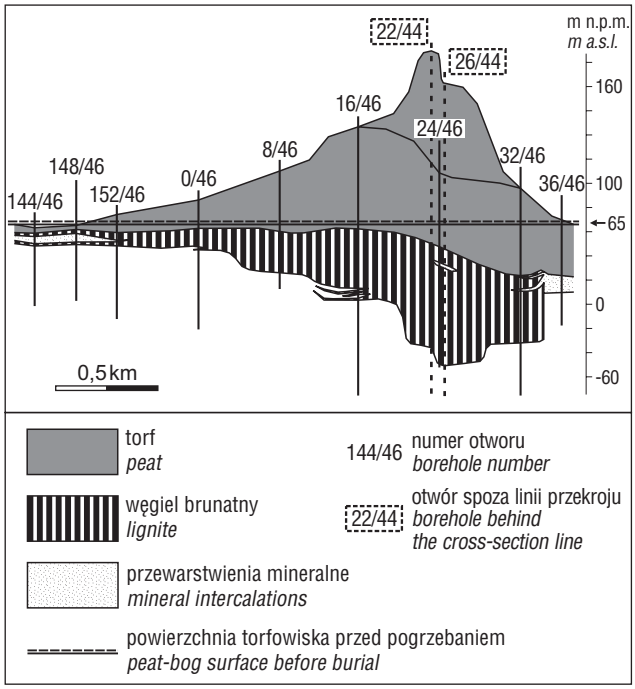
Wyniki badań z dyskusją

Dotychczasowe rozpoznanie geologiczne, w tym architektury II łużyckiego pokładu węgla brunatnego, wskazuje, że największe rozmiary ruchy wznoszące osiągnęły w SE części rowu Lubstowa. Jest to najgłębszy fragment tej negatywnej struktury tektonicznej, gdzie również badany pokład węglowy osiąga największą grubość. Analizowany pokład węglowy poddano dekompakcji wzdłuż linii przekrojowej x/46 (por. ryc. 1 i ryc. 4). W efekcie otrzymano linię hipotetycznej powierzchni torfowiska, wyznaczoną na podstawie danych z otworów wiertniczych i uśrednionej wartości współczynnika kompakcji torfu (około 2,5). Linia ta jest nieco zdeformowanym zwierciadlanym odbiciem powierzchni spągu pokładu węglowego względem „rzeczywistego" poziomu torfowiska, wyznaczonego wcześniej na rzędnej 65,0 m n.p.m. (ryc. 4; tab. 2).

W otworach 144/46 i 148/46 odtworzona powierzchnia torfowiska, uwzględniająca dekompakcję węgla brunatnego, jest bardzo zbliżona do rzędnych poziomu torfowiska w chwili zakończenia jego rozwoju (wynosi około 65,0 m n.p.m.). Taką samą wyjściową wysokość stropu torfu przyjęto w otworze 36/46, gdzie II łużycki pokład węgla brunatnego został całkowicie zerodowany (por. ryc. 1 i ryc. 4). W pozostałych analizowanych otworach, niezależnie od rozmiarów postsedymentacyjnych procesów

niszczących, uzyskano hipotetyczną wysokość torfowiska na rzędnych od 71,48 m n.p.m. w otworze 152/46 do 184,49 m n.p.m. w otworze 22/44. Tak więc różnica między wysokością „rzeczywistą" (około 65,0 m n.p.m.), a zrekonstruowaną hipotetyczną wysokością torfowiska osiąga maksymalnie 119,49 m w otworze 22/44 (ryc. 4; tab. 2). Jednocześnie jest to największa wartość postsedymentacyjnego wyniesienia tektonicznego w rowie Lubstowa.

Wykonane obliczenia pozwalają również wypowiedzieć się na temat zmian architektury poddanego badaniom pokładu węglowego od rozpoczęcia sedentacji torfu do dziś (ryc. 5). Pierwszy etap odpowiada obniżaniu się dna basenu sedymentacyjnego równoważonego przyrostem materii organogenicznej, czyli subsydencji synsedymentacyjnej (ryc. 5A). Maksymalne rozmiary subsydencji, zbliżone do głębokości torfowiska, można określić na ponad 200 m (tab. 2). Następnie sedentacja torfowa ustąpiła miejsca sedymentacji mineralnej, co przyspieszyło proces kompakcji (ryc. 2B). W efekcie powstał pokład węgla brunatnego, którego miąższość jest około 2,5-krotnie mniejsza niż wyjściowa grubość torfu. Ostatni, trzeci etap objął postsedymentacyjne wyniesienie o ponad 100 m obszaru, który wcześniej uległ największemu obniżeniu (ryc. 5C). Z tą fazą łączy się też częściowe z zniszczenie stropowych warstw pokładu węglowego, które jest łatwo zauważalne w niektórych otworach wiertniczych. Natomiast bezpośrednim dowodem istnienia ruchów wznoszących są m.in. uskoki odwrócone, udokumentowane fotograficznie w odkrywce *Lubstów* (Widera, 2007).



Ryc. 4. Hipotetyczna powierzchnia stropowa torfowiska obliczona wzdłuż linii przekrojowej przedstawionej na rycinie 1 oraz w tabelach 1 i 2

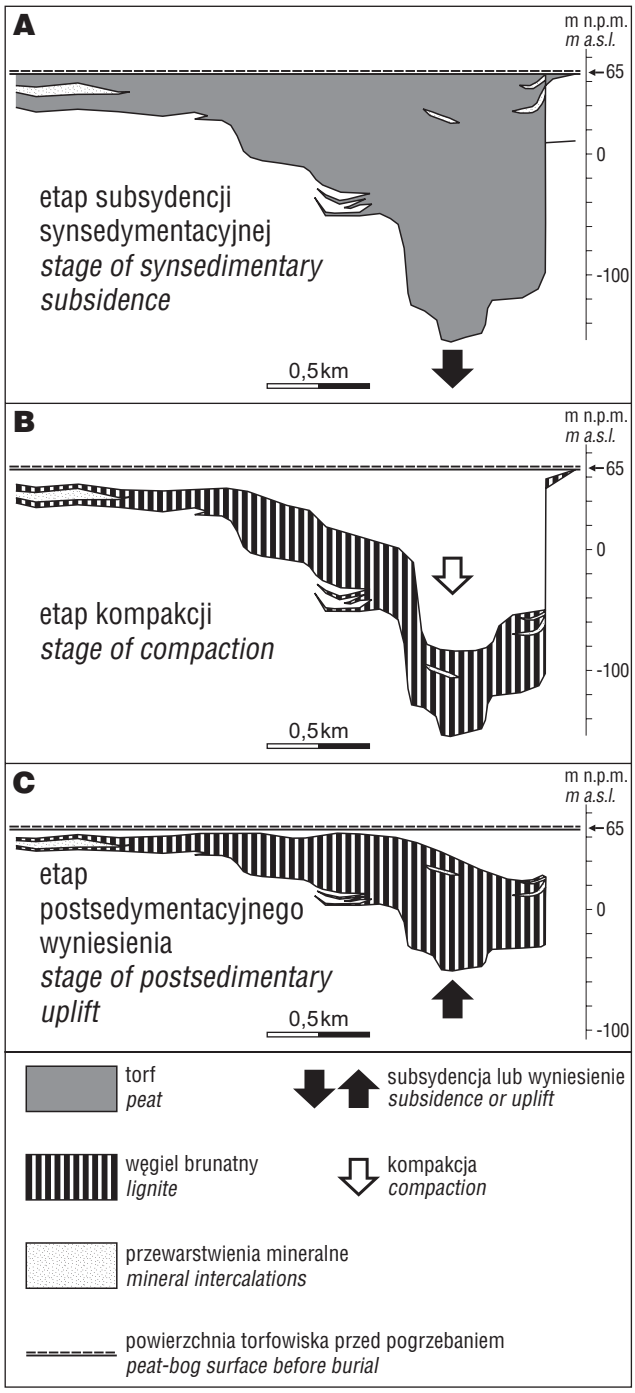
Fig. 4. Hypothetical peat-bog surface calculated along the cross-section line presented in figure 1 as well as in tables 1 and 2

Uzyskane wyniki należy uznać za szacunkowe, ponieważ w obliczeniach użyto uśrednionych, również szacunkowych wartości współczynnika kompakcji torfu wyznaczonych dla II łużyckiego pokładu węgla brunatnego z rowu Lubstowa (Widera, 2002; Widera i in., 2007). Jeśli przyjąć jednak skrajne wartości współczynnika kompakcji torfu, tj. 2,34 i 2,56, to postsedymentacyjne wyniesienie tektoniczne w otoczeniu otworu 22/44 mieściłoby się w przedziale 105,7–124,7 m.

Ruchy wznoszące, zachodzące po sedentacji torfu, miały miejsce w neogenie również w innych rowach tektonicznych na Niżu Polskim. Najbardziej czytelne, w postaci tzw. powierzchni mycia oraz kompresyjnych struktur deformacyjnych, są postsedymentacyjne wyniesienia pewnych fragmentów rowu Kleszczowa (Hałuszczak, 1999, 2009; Gotowała & Hałuszczak, 2002). Na wybranych obszarach rowów Naramowic, Czempinia, Krzywinia i Gostynia, należących do tzw. strefy dyslokacyjnej Poznań–Oleśnica, także wyróżniono etapy tektonicznego wyniesienia. Przejawia się to głównie w mniejszej grubości niektórych jednostek litostratygraficznych w częściach osiowych wzglę-

Tab. 2. Wyniki obliczeń postsedymentacyjnego wyniesienia tektonicznego w rowie Lubstowa
Table 2. Calculation results of the postsedimentary uplift in the Lubstów Graben

Numer otworu *Borehole number*	**Rzędna spągu węgla [m n.p.m.]** *Altitude of the lignite base [m a.s.l.]*	**Miąższość przewarstwień mineralnych [m]** *Thickness of mineral intercalations [m]*	**Wyjściowa miąższość torfu [m]** *Initial thickness of peat [m]*	**Hipotetyczna wysokość zalegania stropu torfowiska [m n.p.m.]** *Hypotetical altitude of the peat-bog top [m a.s.l.]*	**Wielkość postsedymentacyjnego wyniesienia tektonicznego [m]** *Amount of the postsedimentary tectonic uplift [m]*
144/46	+50,27	5,4	> 8,0	> +63,67	–1,33
148/46	+50,67	5,3	8,25	+64,22	–0,78
152/46	+49,68	2,8	19,0	+71,48	+6,48
0/46	+40,4	4,7	> 41,75	> +82,85	+17,85
8/46	+24,24	0	89,0	+113,24	+48,24
16/46	+5,31	3,9	> 135,5	> +144,71	+79,71
22/44	–31,01	0	215,5	+184,49	+119,49
24/46	–49,48	2,0	152,5	+105,02	+40,02
26/44	–51,99	0	213,75	+161,76	+96,76
32/46	–24,93	3,5	119,25	+97,82	+32,82
36/46	–	–	–	–	~ +65,0



Ryc. 5. Etapy zmian architektury II łużyckiego pokładu węgla brunatnego w rowie Lubstowa między subsydencją synsedymentacyjną a postsedymentacyjnym wyniesieniem
Fig. 5. Stages of changes of the 2nd Lusatian Lignite Seam architecture in the Lubstów Graben between the synsedimentary subsidence and postsedimentary uplift

dem skrzydeł rowów (Widera, 2004, 2007; Widera i in., 2008). W wymienianych przypadkach, podobnie jak w rowie Lubstowa, po okresie intensywnej subsydencji następowało tektoniczne wyniesienie. Można więc stwierdzić, że inwersja strukturalna w strefie osiowej jest typowym procesem kończącym pojedynczy cykl rozwoju rowu tektonicznego na przedpolu orogenu karpackiego (Hałuszczak, 2009).

Zaproponowane w tej pracy etapy zmian architektury II łużyckiego pokładu węglowego w rowie Lubstowa należy uznać za uproszczenie i to jedno z wielu możliwych. Warto w tym miejscu dodać, że kompakcja synsedymentacyjna, odgrywająca w tworzeniu przestrzeni akomodacyjnej dla nowych warstw świeżego torfu równie ważną rolę co subsydencja tektoniczna, nie ma jednak większego znaczenia w prezentowanych rozważaniach. Z drugiej jednak strony etapy postsedymentacyjnego wyniesienia i postsedymentacyjnej kompakcji zachodziły najprawdopodobniej jednocześnie. Dowodzi tego obecność osadów mineralnych i organicznych (relatywnie niewielkiej miąższości) w najgłębszej części rowu Lubstowa, m.in. w otoczeniu otworów 22/44, /24/46 i 26/44 (por. ryc. 1 i ryc. 5). W tej sytuacji proces kompakcji musiał zachodzić szybciej niż tektoniczne ruchy wznoszące, co skutkowało powstaniem przestrzeni akomodacyjnej dla młodszych, neogeńskich osadów.

Zarówno w rozważaniach teoretycznych, jak i w analizie danych z otworów wiertniczych oraz podczas badań terenowych nie stwierdzono czytelnych deformacji osadów czwartorzędowych wywołanych czynnikami endogenicznymi, tj. tektoniką i kompakcją. Dlatego przedział czasowy postsedymentacyjnego wyniesienia SE fragmentów rowu Lubstowa jest szeroki. Ruchy wznoszące mogły zachodzić między środkowym środkowym miocenem a środkowym plejstocenem. Dolną granicę wyznacza zakończenie sedentacji torfu, z którego powstał II łużycki pokład węgla brunatnego, natomiast za górną należy uznać czas depozycji najstarszych osadów glacigenicznych w środkowej Polsce. W opinii innych badaczy przedział czasowy ruchów wypiętrzających pewne fragmenty rejonu konińskiego, w tym obszar rowu Lubstowa, można nawet zawęzić do okresu późny miocen–środkowy plejstocen (Kasiński & Piwocki, 1992).

Wnioski

1. W rowie Lubstowa występował ciągły, blisko 90-metrowej grubości II łużycki pokład węgla brunatnego, który nie ma swojego odpowiednika litostratygraficznego w pobliskich konińsko-turkowskich złożach. Szczególnie interesująca jest wysoka pozycja hipsometryczna tego pokładu w najgłębszych częściach rowu, będąca przedmiotem wyżej przedstawionych badań.

2. Na podstawie danych z otworów wiertniczych i wartości współczynnika kompakcji torfu uzyskanych dla II łużyckiego pokładu łużyckiego z Lubstowa odtworzono hipotetyczną powierzchnię torfowiska przed przykryciem jej osadami mineralnymi. Okazało się, że tak zrekonstruowaną powierzchnię cechują deniwelacje przekraczające 100 m na dystansie 2–3 km.

3. Wyjaśnieniem tak dużych deniwelacji powierzchni torfowiska mogą być ruchy wznoszące, zachodzące po zakończeniu sedentacji torfu. W największym stopniu objęły one najgłębsze, tj. SE fragmenty rowu Lubstowa. Obszar ten najpierw podlegał ponad 200-metrowej synsedymentacyjnej subsydencji tektonicznej, a następnie uległ ponad 100-metrowemu postsedymentacyjnemu wyniesieniu tektonicznemu.

Autor pragnie podziękować dr. A. Hałuszczakowi (Uniwersytet Wrocławski) i dr. J. Kasińskiemu (PIG-PIB, Warszawa) za trud zrecenzowania prezentowanego artykułu. Dziękuję też geologom z Kopalni Węgla Brunatnego *Konin* S.A. za gościn-

ność i blisko 20-letną życzliwą współpracę, umożliwiającą zarówno prowadzenie badań w odkrywkach kopalnianych, jak i zgromadzenie niezbędnych danych archiwalnych.

Literatura

BALDWIN B. & BUTLER C.O. 1985 – Compaction curves. AAPG Bull., 69: 622–626.

BECHTEL A., WIDERA M., SACHSENHOFER R.F., GRATZER R., LÜCKE A. & WOSZCZYK M. 2007 – Biomarker and stable carbon isotope systematic of fossil wood from the second Lusatian lignite seam of the Lubstów deposit (Poland). Org. Geochem., 38: 1850–1864.

BIERNAT S. 1962 – Wpływ urzeźbienia i tektoniki podłoża na wykształcenie się złóż węgli brunatnych na Kujawach oraz skutki ich częściowego zniszczenia w czasie zlodowaceń. Prz. Geol., 11: 329–333.

CIUK E. & GRABOWSKA I. 1991 – Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu złoża węgla brunatnego Lubstów w Lubstowie, woj. konińskie. Biul. Państw. Inst. Geol., 365: 47–72.

DURSKA E. 2008 – A 90 m-thick coal seam in the Lubstów lignite deposit (Central Poland): palynological analysis and sedimentary environment. Geol. Quart., 52: 281–290.

FABIAŃSKA M. 2001 – Charakterystyka geochemiczna węgli brunatnych ze złoża Lubstów. Zeszyty Nauk. Politech. Śląskiej, Górnictwo, 249: 7–18.

GOTOWAŁA R. & HAŁUSZCZAK A. 2002 – The Late Alpinie structural development of the Kleszczów Graben (Central Poland) as a result of a reactivation of the pre-existing, regional dislocation. European Geoscience Union, Stephan Mueller Spec. Publ. Series, 1: 137–150.

GÓRNIAK K., BAHRANOWSKI K., RATAJCZAK T. & SZYDŁAK T. 1996 – Regeneracja ziarn kwarcu w piaszczystych glebach korzeniowych w złożu węgla brunatnego Lubstów k. Konina. Prz. Geol., 44: 626–630.

HAGER H., KOTHEN H. & SPANN R. 1981 – Zur Setzung der Rheinischen Braunkohle und ihrer klastischen Begleitschichten. Fortschr. Geol. Rheinid. Westf., 29: 319–352.

HAŁUSZCZAK A. 1999 – Młodoalpejska tektonika w strefie rowu Kleszczowa (KWB Bełchatów). Streszczenia referatów Pol. Tow. Geol., Oddział Poznański, Wydaw. Inst. Geol. UAM, 8: 35–46.

HAŁUSZCZAK A. 2009 – Środkowomioceńskie ruchy tektoniczne na przedpolu orogenu karpackiego, w południowej części Niżu Polskiego. [W:] Badura J., Przybylski B. & Zuchiewicz W. (red.) Neotektonika Europy Środkowej. VIII Ogólnopolska Konferencja z cyklu Neotektonika Polski, Szklarska Poręba–Turoszów 24–26 czerwca 2009: 29–30.

KASIŃSKI J.R. 1984 – Tektonika synsedymentacyjna jako czynnik warunkujący sedymentację formacji burowęglowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. Prz. Geol., 32: 260–268.

KASIŃSKI J.R. 2004 – Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. [W:] Peryt T.M. & Piwocki M. (red.) Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, część 3a, Kenozoik – paleogen, neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 134–160.

KASIŃSKI J.R., CZAPOWSKI G. & PIWOCKI M. 2009 – Rola halokinezy w powstawaniu trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego na Niżu Polskim. Prz. Geol., 57: 964–975.

KASIŃSKI J.R., OBORSKA E. & PIWOCKI M. 1994 – Sedimentology of the Neogene lacustrine sequences. [W:] Czapowski G. & Kasiński J.R. (red.) Tectonic control on lacustrine basin development – sedimentary record. IGSP-324 GEOPALS Annual Meeting, Konin–Książ–Bogatynia, 14–17 June 1994, Poland. Pol. Geol. Inst.: 22–27.

KASIŃSKI J.R. & PIWOCKI M. 1992 – Miocene coal-bearing basin of the Konin lignite deposit. [W:] Lützner (red.) 13th IAS Regional Meeting of Sedimentology. Schiller Univ., Jena: 65–67.

KASIŃSKI J.R., PIWOCKI M., SADOWSKA E. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 2010 – Charakterystyka węgla brunatnego z miocenu Niżu Polskiego na podstawie wybranych profili. Biul. Państw. Inst. Geol., 439: 99–154.

KOWALSKI R. 2008 – Contribution to the knowledge of the Middle Miocene flora from Konin Brown Coal Basin (Central Poland). Acta Palaeobot., 48: 277–299.

KWIECIŃSKA B. & WAGNER M. 1997 – Typizacja cech jakościowych węgla brunatnego z krajowych złóż według kryteriów petrograficznych i chemiczno-technologicznych dla celów dokumentacji geologicznej złóż oraz obsługi kopalń. Wyd. Centrum PPGSMiE Pol. Akad. Nauk, Kraków: 1–87.

MATL K. & WAGNER M. 1987 – The occurence of tuffaceous horizons in the Tertiary of the Polish Lowland and the Carpathian Foredeep. Ann. Inst. Geol. Hung., 70: 329–335.

OLENDSKI W. 1962 – O związku powstania złóż węgla brunatnego z tektoniką podłoża. Prz. Geol., 10: 576–579.

PIWOCKI M. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1995 – Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. Prz. Geol., 43: 916–927.

SADOWSKA A. & GIŻA B. 1991 – Flora i wiek węgla brunatnego z Pątnowa. Acta Palaebot., 31: 201–214.

SCHÄFER A., UTESCHER T., KLETT M. & VALDIVIA-MANCHEGO M. 2005 – The Cenozoic Lower Rhine Basin rifting, sedimentation, and cyclic stratigraphy. Inter. Jour. Earth Sci., 94: 621–639.

SCLATER J.G. & CHRISTIE P.A.F. 1980 – Continental streching. An explanation the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. Jour. Geophys. Res., 85: 3711–3739.

WAŻYŃSKA H. 1998 – Palynology and palaeography of the Neogene in Polish Lowlands. Pr. Państw. Inst. Geol., 160: 1–41.

WIDERA M. 1998 – Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. Geologos, 3: 55–103.

WIDERA M. 2000 – Geneza i główne etapy rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej. Prz. Geol., 48: 935–941.

WIDERA M. 2002 – Próba wyznaczenia współczynnika konsolidacji torfów dla pokładów węgla brunatnego. Prz. Geol., 50: 42–48.

WIDERA M. 2004 – Phases of Paleogene and Neogene tectonic evolution of selected grabens in the Wielkopolska area, central-western Poland. Ann. Soc. Geol. Pol., 74: 295–310.

WIDERA M. 2007 – Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoceńskiego Wielkopolski. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 1–224.

WIDERA M., ĆWIKLIŃSKI W. & KARMAN R. 2008 – Cenozoic tectonic evolution of the Poznań–Oleśnica Fault Zone, central-western Poland. Acta Geol. Pol., 58: 455–471.

WIDERA M., JACHNA-FILIPCZUK G., KOZULA R. & MAZUREK S. 2007 – From peat bog to lignite seam. A new method to calculate the consolidation coefficient of lignite seams, Wielkopolska region in central Poland. Inter. Jour. Earth Sci., 96: 947–955.

WIDERA M. & KITA A. 2007 – Paleogene marginal marine sedimentation in central-western Poland. Geol. Quart., 51: 79–90.

Praca wpłynęła do redakcji 5.10.2010 r.
Akceptowano do druku 29.03.2011 r.